Министерство обороны Российской Федерации
Российская академия наук
Совет по космосу РАН
Научный совет РАН по распространению радиоволн
Военно-космическая академия имени А.Ф.Можайского



МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Санкт-Петербург
2018

Редколлегия:
председатель **Ю.В. Кулешов**, *доктор техн. наук, проф.;*
зам. председателя **Г.Г. Щукин**, *доктор физ.-мат. наук, проф.;*
И.А. Готюр, *доктор техн. наук;*
А.С. Тимощук, *канд. техн. наук (ответственный секретарь);*
О.Я. Ушакова

Материалы V Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» / под общ. ред. Ю.В. Кулешова; редкол.: Ю.В. Кулешов, Г.Г. Щукин и др.; отв. за вып.: А.С. Тимощук. – СПб.: ВКА имени А.Ф.Можайского, 2018.

В сборнике представлены материалы докладов участников конференции по направлениям научных исследований в области гидрометеорологического и геофизического обеспечения войск, а также радиолокационного (активного и пассивного) зондирования атмосферы и земных покровов, аэрокосмического мониторинга состояния природной среды, проводимых учеными ВКА имени А.Ф.Можайского, представителями научно-исследовательских организаций и учреждений Российской академии наук, Росгидромета, Роскосмоса, Минобрнауки России и Минобороны России.
Материалы сборника могут быть полезны специалистам в области геофизики, физики атмосферы, гидрометеорологии, радиофизики, радиоастрономии, а также курсантам (студентам), адъюнктам (аспирантам) и докторантам соответствующих специальностей.

Материалы докладов представлены в редакции авторов

© ВКА имени А.Ф.Можайского, 2018

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель:

Кулешов Ю.В. д.т.н., проф. (ВКА имени А.Ф.Можайского, Санкт-Петербург)

Сопредседатель:

Щукин Г.Г. д.ф.-м.н., проф. (ВКА имени А.Ф.Можайского, Санкт-Петербург)

Заместители председателя:

Готюр И.А. д.т.н., доцент (ВКА имени А.Ф.Можайского, Санкт-Петербург)

Удриш В.В. ГМС ВС РФ (Москва)

Лебедев А.В. СМГО ВКС ВС РФ (Москва)

Ученый секретарь:

Алехин С.Г. к.т.н. (ВКА имени А.Ф.Можайского, Санкт-Петербург)

Члены программного комитета:

Аронов А.М. д.э.н., проф. (ЛОМО, С-Петербург)

Асмус В.В. д.ф.-м.н., проф. (НИЦ «Планета», Москва)

Беккиев М.Ю. д.т.н., проф. (ВГИ, Нальчик)

Бендерский Г.П. д.т.н., проф. (ЛЭМЗ, Москва)

Вильфанд Р.М. д.т.н., с.н.с. (Гидрометцентр России, Москва)

Девяткин А.М. д.т.н., проф. (ВКА имени А.Ф.Можайского, Санкт-Петербург);

Донченко В.К. д.э.н., проф. (НИЦЭБ РАН, Санкт-Петербург)

Зеленый Л.М. академик РАН (ИКИ РАН, Москва)

Козелов Б.В. д.ф.-м.н., профессор, (ПГИ КНЦ РАН, Мурманск);

Копытенко Ю.А. д.ф.-м.н., проф. (ИЗМИРАН, Санкт-Петербург)

Крученицкий Г.М. д.ф.-м.н., проф. (ЦАО, Долгопрудный)

Крюковский А.С., д.ф.-м.н., профессор, (РОСНОУ, Москва);

Кузнецов И.Е. д.т.н., доцент, (ВУНЦ ВВС «ВВА», Воронеж);

Кутуза Б.Г. д.ф.-м.н., проф. (ИРЭ РАН, Москва)

Лапшин В.Б. д.ф.-м.н., проф. (ИПГ, Москва)

Лукин Д.С. д.ф.-м.н., проф. (МФТИ, Москва)

Макоско А.А. чл.-корр. РАН (Президиум РАН, Москва);

Матвиенко Г.Г. д.ф.-м.н., проф. (ИОА СО РАН, Томск)

Михеев В.Л. к.ю.н. (РГГМУ, Санкт-Петербург)

Переведенцев Ю.П. д.ф.-м.н., проф. (КФУ, Казань)

Потехин А.П. чл.-корр. РАН (ИСЗФ СО РАН, Иркутск)

Самохвалов И.В. д.ф.-м.н., проф. (ТГУ, Томск)

Сарычев В.А. д.т.н., проф. (НПП «Радар ммс», Санкт-Петербург)

Сахно И.В. д.т.н., проф. (ВКА имени А.Ф.Можайского, Санкт-Петербург)

Селин В.А. к.т.н. (ОАО «Российские космические системы», Москва)

Семенов Е.К. д.г.н., проф. (МГУ, Москва)

Ставров К.Г.	д.т.н., проф. (ГНИНГИ, Санкт-Петербург)
Терещенко Е.Д.	д.ф.-м.н., проф. (ПГИ КНЦ РАН, Мурманск)
Тимофеев Ю.М.	д.ф.-м.н., проф. (СПбГУ, Санкт-Петербург)
Фролов В.Л.	д.ф.-м.н., проф. (ННГУ, Нижний Новгород)
Фролов И.Е.	чл.-корр. РАН (ААНИИ, Санкт-Петербург)
Черепенин В.А.	чл.-корр. РАН (ИРЭ РАН, Москва)
Шершаков В.М.	д.т.н. (НПО «Тайфун», Обнинск)

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель оргкомитета:

Кулешов Юрий Владимирович – доктор технических наук, профессор, заместитель начальника ВКА имени А.Ф.Можайского по учебной и научной работе.

Заместители председателя оргкомитета:

Готюр Иван Алексеевич – доктор технических наук, начальник кафедры ВКА имени А.Ф.Можайского.
Черный Сергей Эдуардович – кандидат технических наук, заместитель начальника военного института (научно-исследовательского) по научной работе.
Щукин Георгий Георгиевич – доктор физ.- мат. наук, профессор кафедры ВКА имени А.Ф.Можайского.

Члены оргкомитета:

Варсегов Олег Борисович – начальник службы – помощник начальника ВКА имени А.Ф.Можайского по защите государственной тайны.
Бочкин Максим Викторович - начальник отделения (организации научно-исследовательских работ) – заместитель начальника отдела (организации научной работы и подготовки научно-педагогических кадров);
Ефременко Александр Николаевич – кандидат технических наук, начальник отдела военного института (научно-исследовательского) ВКА имени А.Ф.Можайского.
Сухарев Григорий Валерьевич – преподаватель кафедры ВКА имени А.Ф.Можайского.
Тимощук Александр Сергеевич – кандидат технических наук, старший преподаватель кафедры ВКА имени А.Ф.Можайского.

Ученый секретарь:

Алехин Сергей Григорьевич – кандидат технических наук, докторант ВКА имени А.Ф.Можайского.

Ответственный секретарь оргкомитета:
Тимощук Александр Сергеевич – кандидат технических наук, старший преподаватель кафедры ВКА имени А.Ф.Можайского.

ПЛЕНАРНОЕ ЗАСЕДАНИЕ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель – доктор технических наук, профессор Кулешов Юрий Владимирович.

Сопредседатель – доктор физико-математических наук, профессор Щукин Георгий Георгиевич.

ЛЕКЦИИ I МОЛОДЕЖНОЙ ШКОЛЫ

Председатель – доктор технических наук, доцент Готюр Иван Алексеевич

Сопредседатель – доктор физико-математических наук, профессор Крюковский Андрей Сергеевич

СЕКЦИЯ №1

ВОПРОСЫ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО
И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Председатель секции:	д.т.н., проф. Кулешов Юрий Владимирович
Сопредседатели заседаний:	к.т.н., доц. Маков Александр Борисович
	д.ф.-м.н., проф. Нагорский Пётр Михайлович

СЕКЦИЯ №2

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ (АКТИВНОЕ И ПАССИВНОЕ) ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ
И ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ

Председатель секции:	д.ф.-м.н., проф. Щукин Георгий Георгиевич
Сопредседатели заседаний:	д.ф.-м.н., проф. Аджиев Анатолий Хабасович
	д.ф.-м.н., проф. Фролов Владимир Леонтьевич

СЕКЦИЯ №3

АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ
ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Председатель секции:	д.ф.-м.н., проф. Тимофеев Юрий Михайлович
Сопредседатели заседаний:	д.ф.-м.н., проф. Митник Леонид Моисеевич
	д.ф.-м.н., проф. Успенский Александр Борисович

СЕКЦИЯ №4

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРИКЛАДНЫЕ ВОПРОСЫ ВОЕННОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И ЭКОЛОГИИ

Председатель секции:	д.т.н., проф.	Девяткин Александр Михайлович
Сопредседатели заседаний:	д.т.н., проф.	Доронин Александр Павлович
	к.т.н.	Черный Сергей Эдуардович

СОДЕРЖАНИЕ

ПЛЕНАРНЫЕ ДОКЛАДЫ

Жеребцов Г.А. Космическая погода и задачи гелиогеофизического мониторинга ……

ЛЕКЦИИ I МОЛОДЕЖНОЙ ШКОЛЫ

Кононов И.И., Юсупов И.Е. Пассивные радиотехнические методы и средства мониторинга грозовой активности...……..

СЕКЦИЯ №1

ВОПРОСЫ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Абунин А.А., Абунина М.А., Белов А.В., Гайдаш С.П., Ерошенко Е.А., Янке В.Г. Анализ межпланетных возмущений при помощи уникальной базы данных транзиентных явлений в космических лучах и межпланетной среде……

Авакян С.В., Гапонов В.А., Никольский Г.А., Соловьёв А.А. Обнаружение явления в солнечно-земной физике: «Депрессия полного потока излучения солнца в периоды генерации релятивистских протонов солнечных космических лучей»……

Аджиев А.Х., Беккиев М.Ю., Болдырев А.С., Кузьмин В.А.

Исследование условий развития грозовых явлений и разработка рекомендаций по обеспечению безопасности полетов авиации…….

Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Лукин В.П., Носов В.В., Носов Е.В., Торгаев А.В. Аппаратно-программный комплекс для регистрации пространственно-временных атмосферных турбулентных метеополей…….

*Александров В.Я., Мальчонкова К.И., Жильчук И.А.*Эксплуатация снежно-ледовых аэродромов и особенности ме-теорологического обеспечения полетов в полярных районах……..

Алёхин С.Г., Иванов Р.Д. Методика установления границ естественных климатических сезонов года на основе анализа временных рядов среднесуточной температуры воздуха…….

Алпатов В.В., Васильев А.Е., Будников П.А., Репин А.Ю. Возможность использования программно-аппаратных комплексов ВОРТ для исследования ионосферных неоднородностей при пусках ракетной техники……

Антонов С.В., Бычков А.А., Сергеев Б.Н., Щукин Г.Г., Частухин А.В. Теоретические исследования эффективности применения беспилотных летательных аппаратов в работах по активному воздействию на переохлаждённый туман……

Ашабоков Б.А., Кешева Л.А., Крученицкий Г.М., Ташилова А.А., Шокуев Р.А. Моделирование сезонной и долговременной изменчивости снежного покрова южных федеральных округов России……..

Батуев В.И., Калюжный И.Л. Временные изменения промерзания болот Севера и Северо-Запада России…….

Белан Б.Д., Ивлев Г.А., Скляднева Т.К. Выявление взаимосвязи вариаций ультрафиолетовой радиации с изменением общего содержания озона, облачности и аэрозольной оптической толщи для западной Сибири……..

Бычков А.А., Корнеев В.П., Сергеев Б.Н., Щукин Г.Г. Исследование эффективности применения лёгких летательных аппаратов в составе мобильного комплекса АВ с целью искусственного увеличения осадков…….

Волкомирская Л.Б., Варенков В.В, Гулевич О.А., Резников С.И., Сахтёров В.И., Мерзлый А.М., Тихонов В.В. Примеры обнаружения глубокозалегающих подземных ходов и шахт в различных геологических условиях…….

Волкомирская Л.Б., Варенков В.В, Гулевич О.А., Резников С.И., Сахтёров В.И., Мерзлый А.М., Тихонов В.В. Результаты исследования газового выброса на п-ове Ямал и перспективы мониторинга опасных явлений в земных покровах Арктики.

Восканян К.Л., Кузнецов А. Д., Макаров Д. А., Сероухова О. С., Симакина Т. Е. Сравнительный анализ данных дорожных АМС КАД Санкт-Петербурга……

Галилейский В.П., Елизаров А.И., Кокарев Д.В., Матвиенко Г.Г., Морозов А.М. Зеркальное отражение освещенной подстилающей поверхности облачным слоем из ледяных пластинок…….

Галилейский В.П., Елизаров А.И., Кокарев Д.В., Матвиенко Г.Г., Морозов А.М. О некоторых результатах наблюдений неба на панорамно-оптической станции «TOMSKY»……...

Гасников О.А. Типизация гидролого-акустических условий на основе анализа числовых последовательностей

Гейко П.П. О возможности обнаружения отравляющих веществ с помощью ТЕА CO2-лазера……..

Гордеева Е.А., Колобов Е.В., Костенич А.В., Ставров К.Г. Актуальные проблемы моделей рельефа морского дна……..

Груздев П.Д., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А., Собисевич А.Л. Измерение сейсмоакустических сигналов в ледовых условиях с использованием буёв вмораживаемого типа……

Диденко К.А., Погорельцев А.И. Анализ нелинейных взаимодействий планетарных волн на основе уравнения баланса возмущенной потенциальной энстрофии……

*Доронин А.П., Дидык О.И., Петроченко В.М.*Расслоенность облаков среднего яруса над северо-западными районами Европейской территории России в интересах решения прикладных задач…….

Дробашевская Е.А., Погорельцев А.И.,Смышляев С.П. Реакция внетропической стратосферы на события ЭНЮК во время весенней перестройки циркуляции……..

Дробжева Я.В., Гуща С.Ю., Житникова П.В. Возможность использования модели ветра HWM-90 для геофизического обеспечения прикладных задач.…….

Дроздов А.Е., Жильцов Н.Н. Современное состояние и перспективы развития оперативной океанологии в целях гидрометеорологического обеспечения военно-морского флота……

Дроздов А.Е., Жильцов Н.Н., Свиридов В.П. Автономные комплексы контактных измерений океанографических параметров для решения задач оперативной океанологии……..

Дудоров В.В., Еремина А.С. Обоснование связи между характером искажений в оптических изображениях объекта с местоположением атмосферных неоднородностей…….

Дудоров В.В., Еремина А.С. Определение поперечной скорости ветра пассивным оптическим методом……..

Ефременко А.Н., Моисеева Н.О., Черный В.В. Метод автоматизированного контроля дождевых паводков В интересах гидрометеорологического обеспечения войск……

Жильчук И.А., Харитонов Д.С., Гагаричева А.В. Аэрологическая информация. Источники. Перспективы……

Задорожная Т.Н., Закусилов В.П., Белкин Р.А. Оценка степени инерционности полей температуры воздуха в различные периоды года……..

Зайнетдинов Б.Г. Анализ данных наблюдений за напряженностью электрического поля приземного слоя атмосферы на прибрежных станциях Северного Ледовитого океана……

Закусилов В.П., Задорожная Т.Н., Макеева В.В. Уточнение глобальной справочной модели атмосферы на основе учета циркуляционных процессов в тропосфере……

Иванов В.Э., Гусев А.В., Кудинов С.И., Плохих О.В., Ширшов Н.В. Применение моноимпульсного метода для определения пространственных координат радиозонда..

Ильин М. Ю., Ковалев В.С., Коняев М.А. Сравнительный анализ профиля ветра, измеренного методом аэрологического и дистанционного зондирования……..

Кагермазов А.Х. Методология и методы исследования опасных метеорологических явлений, основанных на «цифровой атмосфере»……

Капустин А.В., Аксененко Г.К. Применение альтернативных источников энергии для труднодоступной метеорологической станции……

Кирносов С.Л., Абрамченко А.А., Лаухин Д.С. Особенности управления метеозависимыми авиационными системами на основе элементов теории детерминированного хаоса……

Ковалев В.И., Ушаков Я.С., Сухоруков Т.В. Методика оценки возможности по скрытию аэрозольным облаком объектов от оптической разведки противника в зависимости от метеорологических условий……..

Ковалев В.И., Шихахмедов А. Ш. Методика расчета изменений естественной освещенности в течение темного времени суток в зависимости от метеорологических условий……..

Козлов В.Н., Доронин А.П., Петроченко В.М., Удриш В.В. Физические основы термоионизационного метода рассеивания туманов……...

Козлов В.И., Морозов В.Н., Нагорский П.М., Пустовалов К.Н., Торопов А.А. Экстремально низкие температуры и электрическое состояние приземной атмосферы на территории Сибири…….

Колбин В. А., Кузнецов А. Д., Сероухова О. С., Симакина Т. Е., Солонин А. С. Радиолокационное исследование процесса слияния конвективных облачных систем…

Кондратьева Н.В., Беккиев М.Ю., Корнилов Ю.В., Хучунаева Л.В. 3D-моделирование картографической информации горных рекреационных районов Северного Кавказа (на примере горно-реакционного комплекса «Мамисон»)……

Королёв Ю.П. Задача оперативного прогноза цунами……

Костромитинов А.В., Мешков А.Н. Прохоренко П.А. Способ организации физического уровня СУБД автомати-зированных систем гидроме-теорологического обеспечения……...

Костромитинов А.В., Рудь М.Ю. Модель представления облачности циклона на основе теоретико-множественного подхода к описанию структуры данных космических аппаратов гидрометеорологического назначения……..

Красненко Н.П., Шаманаева Л.Г. Содарные исследования пространственно-временной динамики нижнего слоя атмосферы……..

Краснов В.М., Кулешов Ю.В. Выбор начальной формы акустического импульса от точечного источника при интерпретации данных……

Криволуцкий А.А., Черепанова Л.А., Вьюшкова Т.Ю., Репнев А.И. Глобальное пространственно-временное распределение заряженных и нейтральных химических компонент атмосферы на высотах 0-90 км (включая область D ионосферы), полученное с помощью численных моделей CHARM-I и ARM. Отклик на внешнее воздействие……...

Крюкова С.В., Симакина Т.Е. К вопросу о влиянии алгоритма интерполяции на результаты интерпретации данных с АМС……..

Кужевская И.В., Кошикова Т.С. Оценка индекса неустойчивости при развитии внутримассовой и фронтальной конвекции…….

Лебедев А.Б., Караваев Д.М. Проблемные вопросы прогнозирования арктических мезоциклонов в целях гидрометеорологического обеспечения……..

Михайлов П.С., Железняк Л.К., Конешов В.Н., Соловьев В.Н. Перспективные направления повышения точности морской гравиметрической съемки ме-тодическими средствами…….

Новикова П.Н. Применение инженерной магниторазведки для обнаружения техногенных объектов……

Пустовалов К.Н., Нагорский П.М., Кобзев А.А. Возмущения приземного электрического поля под воздействием облаков основных форм…….

Свинарчук А.А., Тимощук А.С. Использование адаптивных высоколокализированных прогнозов погоды при гидрометеорологическом обеспечении ВС РФ……

Стасенко В.Н., Шаповалов А.В. Организация комплексных исследований мезомасштабных конвективных систем над ЕТР…….

Статная И.А., Ермакова Т.С., Анискина О.Г., Моцаков М.А., Погорельцев А.И. Влияние ЭНЮК на внетропи-ческую среднюю атмосферу……

Стерин А.М., Лавров А.С., Хохлова А.В. Оценки текущих изменений климатических характеристик температуры и ветра в свободной атмосфере…….

Тарабукина Л.Д., Кононова Н.К., Козлов В.И., Иннокентьев Д.Е. Согласованные межгодовые колебания грозовой активности в двух регионах Северной Азии и циркуляция нижней атмосферы в 2009-2016 гг……

Тертышников А.В., Тлатов А.Г., Палей А.А., Удриш В.В., Коваленко Г.В. Автоматизированные солнечные телескопы – основа национальной системы мониторинга солнечной активности

Хромулина Т.Д., Булкин В.В. Оценка уровня акустошумового загрязнения урбанизированных территорий (на примере Мурома)……..

Черняков С.М. Разрушение метеора в высоких широтах в декабре 2014 г.: геомагнитные эффекты……...

Чунчузов И.П., Куличков С.Н., Попов О. Г., Перепелкин В.П Инфразвуковой мониторинг тонкой слоистой структуры атмосферы……..

СЕКЦИЯ №2

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ (АКТИВНОЕ И ПАССИВНОЕ) ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ

Акбашев Р.Р., Фирстов П.П. Отклик градиента потенциала электрического поля атмосферы на прохождение эруптивных облаков от вулкана Шивелуч (Камчатка).....

Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Калинина Е.Е., Жемяков И.Н. Волновые возмущения нейтральной компоненты на высотах мезосферы и нижней термосферы Земли…….

Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г., Буянова Д.Г., Нагуслаева И.Б., Хаптанов В.Б. Поверхностные электромагнитные волны в Арктике: развитие теории, эксперимента и практики применения для радиоинформационных систем на трассах Северного морского пути……..

Бейтуганов М.Н., Машуков Х.Х., Тлеужева М.Х., Пивкин А.Н. Результаты инициирования искусственных молниевых разрядов металлизированными электропроводящими нитями…….

Бейтуганов М.Н., Чочаев Х.Х. Роль электроразрядных процессов в переходе грозовой стадии развития облака в градовую……

Беккиев К.М., Шаповалов А.В. Расчеты по исследованию ослабления лазерного излучения ИК диапазона в облачной среде……..

Бова Ю. И., Крюковский А. С., Лукин Д. С. Численное моделирование радиосигнала в анизотропной среде с учетом отклоняющего поглощения методом бихарактеристик…

Брюханов И.Д. Проблема интерпретации данных поляризационного лазерного зондирования конденсационных следов самолётов: оценка метеопараметров…….

Волкова К.А., Поберовский А.В., Тимофеев Ю.М., Ионов Д.В. Аэрозольные оптические характеристики по данным измерений солнечного фотометра CIMEL (AERONET) вблизи Санкт-Петербурга……

Гомонов А.Д., Юрик Р.Ю., Шаповалова Ю.А., Черняков С.М. Сравнение модельных данных IRI-2016 с экспериментальными измерениями электронных концентраций в D-области ионосферы……

Горелик А.Г., Ермилов Д.В., Калмыков В.М., Стерлядкин В.В., Козлов Д.В., Хомяков А.В. О возможности радиолокационных измерений высоты нижней и верхней границ облачности……

Горелик А. Г., Коломиец С.Ф. Радиолокационные критерии применимости модели рассеяния Рэлея в разреженные средах…….

Гузевич С. Н., Ивлев Л. С. Что измеряет локатор?.. …….

Дембелов М.Г., Башкуев Ю.Б. Рефракция радиоволн над постоянными пунктами GPS наблюдений в Байкальской зоне…….

Егоров В.В., Коберник Д.А., Никольский В.А., Руденко В.В. Особенности возбуждения волновода земля-ионосфера расположенным в неоднородной магнитоактивной ионосфере низкочастотным источником……...

Желавский С.А., Коберник Д.А., Лебедев Н.В., Назаров С.А., Никольский В.А., Руденко В.В. Влияние возмущений концентрации заряженных частиц на распространение сверхширокополосного электромагнитного сигнала в ионосферной плазме

Желавский С.А., Наумов Н.Д. Влияние дождя на дальность обнаруженияисточника радиоизлучения

Жуков В.Ю., Рыков М.С., Щукин Г.Г., Оценивание интенсивности осадков с помощью многопараметрического метеорологического радиолокатора…….

Ильин М. Ю., Клочков Д. В., Ким А. А. Имитация атмосферной трассы для контроля эксплуатационных характеристик метеорологических зондирующих систем…….

Исмагилов В.С., Копытенко Ю.А. Широкополосные УНЧ возмущения электрического поля в узкой прибрежной зоне Охотского моря…….

Калинкевич А.А., Масюк В.М. О принципе взаимности при бистатической радиолокации земной поверхности……..

Караштин А.Н., Караштина О.С., Шлюгаев Ю.В., Булатов А.А., Кутерин Ф.А., Микрюков П.А. Субмикросекундное радиоизлучение грозового облака……

Караштин А.Н., Караштина О.С., Шлюгаев Ю.В., Булатов А.А., Кутерин Ф.А., Микрюков П.А. Радиоинтерферометр с малой базой для картирования близких молниевых разрядов……

Козелов Б.В., Иванов В.Е., Дашкевич Ж.В. Потоки авроральных электронов в высокоширотной атмосфере: диагностика по оптическим наблюдениям…….

Козлов С.И., Ляхов А.Н., Яку-бовский С.В., Беккер С.З., Гав-рилов Б.Г., Яким В.В. Обоснование требований к моделям ионосферы, используемым в радиолокационных системах дециметрового и метрового диапазонов длин волн……

Колбин В. А., Кузнецов А. Д., Сероухова О. С., Симакина Т. Е., Солонин А. С. Валидация данных об опасных явлениях погоды, полученных доплеровским радиолокатором……..

Кононов И.И., Юсупов И.Е. Метод однопунктового местоопределения молниевых разрядов средней зоны……

Крюковский А.С., Лукин Д.С., Палкин Е.А., Растягаев Д.В. Структурно устойчивые фокусировки электромагнитных полей в задачах коротковолновой радиолокации и их классификация на основе теории катастроф……

Куликов Ю.Ю., Рыскин В.Г., Поберовский А.В., Юшков В.А. Влияние внезапных стратосферных потеплений на вертикальную структуру озона средней атмосферы в полярных широтах Арктики……..

Куповых Г.В., Клово А.Г., Тимошенко Д.В. Оценка влияния аэрозольного загрязнения на электрические характеристики приземной атмосферы……...

Куповых Г.В., Клово А.Г., Тимошенко Д.В., Свидельский С.С. Моделирование глобальных вариаций электрического поля в приземной атмосфере……..

Куркин В.И., Подлесный А.В., Науменко А.А. Мониторинг ионосферы с использованием многофункционального ЛЧМ ионозонда ИСЗФ СО РАН ……

Ларченко А.В., Федоренко Ю.В., Филатов М.В., Лебедь О.М., Пильгаев С.В. Пространственная структура поля ионосферного СНЧ/ОНЧ источника в эксперименте по нагреву ионосферы стендом «EISCAT/HEATING»……

Малевич Е.С., Михайлов М.С., Пермяков В.А. Влияние нерегулярного рельефа с лесом на распространение радиоволн в локационных задачах……

Мальцева О.А., Жбанков Г.А., Никитенко Т.В. Контроль и прогнозирование состояния среды распространения радиоволн с помощью параметра M3000F2…….

Медведев А.В. Перспективный всеатмосфер-ный радар в задаче диагностики геофизической обстановки в околоземном космическом пространстве……

Михайлов М.С., Волкова А.А., Бородко Е.А., Кожевников К.Ю., Пермяков В.А. Учет влияния тропосферных волноводов и морской поверхности на распространение радиоволн в локационных задачах……

Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Кущев С.А., Макитов В.С., Инюхин В.С. Особенности эволюции радиолокационной структуры и электрической активности многоячейковых грозо-градовых кластеров…….

Романова Н.Ю., Панченко В.А., Телегин В.А Корреляция между направлением дрейфа и ориентацией поперечной анизотропии мелкомасштабных неоднородностей в ионосфере над Москвой……..

Ружин Ю.Я., Смирнов В.М., Важеркин В.А. Аномальные вариации ПЭС при мониторинге зимней ионосферы средних широт…….

Самохвалов И.В., Зуев С.В., Брюханов И.Д. Результаты экспериментальных исследований микрофизических свойств перистых облаков и потоков солнечной радиации у земной поверхности……

Скачков М.В. Распространение оптического излучения на трассе земля-земля при наличии облачности……

Терещенко Е.Д., Сидоренко А.Е., Терещенко П.Е., Григорьев В.Ф. Влияние ионосферы в ближней зоне на поляризационные характеристики магнитного поля в диапазоне частот 0.2-200 ГЦ…….

Тертышников А.В., Удриш В.В., Палей А.А., Коваленко Г.В. Возможность зондирования аврорального овала над Антарктидой по сигналам ГЛОНАСС/GPS/GALILEO……..

Торгунаков Р.Е.; Михайловский Ю..П.; Синькевич А.А. О некоторых результатах самолетных исследований электрических и других характеристик конвективных облаках……...

Урядов В.П., Вертоградов Г.Г., Скляревский М.С., Выборнов Ф.И. Позиционирование высокоширотных неоднородностей с помощью ЛЧМ КВ радара бистатической конфигурации……..

Федосеева Е.В., Ростокин И.Н., Щукин Г.Г., Ростокина Е.А. Теоретические и экспериментальные исследования метода угломестного могочастотного

микроволнового зондирования атмосферы при компенсации влияния фонового излучения……

Черняков С.М., Турянский В.А., Гомонов А.Д. Взрыв метеора над Северной Финляндией 16 ноября 2017 года: волновые эффекты в высоких широтах……

Чубарова Н.Е., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А. Поляков А.В. Оценки УФ индексов в периоды пониженного содержания озона над Россией зимой-весной 2016 года…….

Шаповалов В.А. Объединение и комплексный анализ данных радиолокационной и грозопеленгационной сетей……

Шулейкин В.Н., Щукин Г.Г., Петроченко В.М. Использование атмосферного электрического поля при решении прикладных геофизических задач……

Ясюкевич Ю.В., Веснин А.М., Воейков С.В., Мыльникова А.А., Киселев А.В., Котович Г.В., Куркин В.И., Мыльникова А.А., Ойнац А.В., Чистякова Л.В. Возможности приемников сигналов глобальных навигационных спутниковых систем для оперативного мониторинга радиоканала: проблемы и перспективы……

СЕКЦИЯ №3

АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

Асмус В.В., Верятин В.Ю., Иоффе Г.М., Кровотынцев В.А., Милехин О.Е., Новикова О.Г., Пустынский И.С., Соловьев В.И., Соловьева И.А. Использование спутниковых данных для решения задач гидрометобеспечения……

Баскаков А И., Комаров А.А.; Рубан А.В. Моделирование методических погрешностей высокоточного авиационного радиовысотомера на малых высотах над морской поверхностью……

Баскаков А.И., Михайлов М.С., Егоров В.В., Телегин В.А. Проблемы спутниковой радиовысотометрии и пути их решения……

Бахарева А.Н., Виролайнен Я.А., Тимофеев Ю.М., Ионов Д.В., Поберовский А.В. Измерения тропосферного озона в Петергофе……

Белоусов С.К., Карпухин С.С., Родионов Ю.А., Смирёнов О.В. Актуальные подходы к космо-картографическому мониторингу импактных районов Арктической зоны Российской Федерации……

Бусыгин В.П., Ковалевская О.И., Черненко А.Е., Вагин Ю.П., Кузьмина И.Ю. Интегральные функции распределения коэффициента прозрачности атмосферы по ретроспективным данным самолетного зондирования облачности……

Бусыгин В.П., Кузьмина И.Ю. Перенос коротких ненаправленных оптических импульсов через облачный слой ……

Галилейский В.П., Елизаров А.И., Кокарев Д. В., Морозов А. М., Калайда В.Т., Скороход Н.Н. Текстурные признаки и кластерный анализ в задачах дистанционного зондирования……

Григорьев А. Н., Андрианов И.Н., Дмитриков Г.Г., Чичкова Е.Ф. Процедуры анализа пространственного распределения облачности в составе технологии формирования актуальных базовых геоданных……..

Григорьева О.В., Дроздова И. В., Шилин Б.В. Обнаружение ранних стадий стресса растительности видеоспектральными и спектральными методами……

Григорьева О.В., Жуков Д.В.; Марков А.В., Мочалов В.Ф. Возможности совершенствования системы производственного экологического контроля акваторий в

зонах ответственности вооруженных сил при использовании данных аэрокосмической съемки……

Григорьева О.В., Кудро Д.В., Саидов А.Г. Ансамблевый алгоритм обработки гиперспектральных данных на основе обучения нечеткого множества кластеров в задаче классификации растительных сообществ……..

Данилкин Н.П., Данилов И.С., Жбанков Г.А., Котонаева Н.Г., Репин А.Ю., Пулинец С.А. Радиозондирование ионосферы на основе приемника международной космической станции (МКС) и ионозонда на космическом аппарате *«ПРОГРЕСС-М»*

Данилкин Н.П., Журавлев С.А., Котонаева Н.Г., Лапшин В.Б., Репин А.Ю., Хотенко Е.Н., Романов И.В., Филиппов М.Ю., Жбанков Г.А., Шувалов В.А Внешнее и трансионосферное радиозондирование в Арктике при наличии нескольких бортовых ионозондов на разновысоких орбитах……

Данилычев М.В., Ермаков Д.М., Саворский В.П., Кутуза Б.Г. Перспективные многолучевые системы в составе бортового СВЧ-радиометрического комплекса……..

Жохова Д.А., Кужевская И.В., Пустовалов К.Н., Чурсин В.В. Случай зимней конвекции по данным ATOVS……

Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Артюшина А.В. Имитационное моделирование полей яркости неоднородной облачности в солнечном и ИК диапазонах спектра для различных схем пассивного спутникового зондирования: алгоритмы и некоторые результаты…….

Карелин А.В., Твердохлебова Е.М., Яковлев А.А., Шувалов В.А. Принципы построения космической системы мониторинга гидрометеорологической и геофизической обстановки…….

Козинов И.А., Левошко А.А. Математическая модель передачи данных дистанционного зондирования земли на наземные пункты приема информации…….

Козинов И.А., Мальцев Г.Н. Проблемы внедрения современной аэрокосмической гиперспектральной оптико-электронной аппаратуры наблюдения в практику дистанционного зондирования земли из космоса…….

Крученицкий Г.М., Статников К.А. Эволюция вертикального распределения озона и температуры над Южным Полюсом……..

Макарова М.В., Поберовский А.В., Тимофеев Ю.М., Имхасин Х.Х. Фурье-спектрометрические измерения общего содержания формальдегида в районе Санкт-Петербурга ……...

Митник Л.М., Кулешов В.П., Митник М.Л. Восстановление геофизических параметров в циклоне над Беринговом морем по пассивным микроволновым измерениям со спутников GCOM-W1, GPM и МЕТЕОР-М № 2……

Митник Л.М., Хазанова Е.С. Нефтяные пленки и ледяное сало на изображениях РСА со спутников ALOS-1 и ALOS-2…….

Насонов С.В., Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Пеннер И.Э. Лазерное зондирование оптико-физических характеристик аэрозольных полей атмосферы лидарами наземного и космического базирования……

Насртдинов И.М., Журавлева Т.Б., Дучко А.Н. Модельные оценки спектрально-угловых характеристик уходящего теплового излучения с учетом пространственной неоднородности облачности……...

Оседло В. И., Садовничий В.А., Панасюк М.И., Липунов В.М., Богомолов В.В., Горбовской Е.С., Юдин А.Ф., Калегаев В.В., Климов П.А., Корнилов В.Г., Перетятько О.Ю., Петров В.Л., Подзолко М.В., Попова Е. П., Свертилов С.И., Яшин И.В. Макриденко Л.А., Терехов С.И., Графодатский О.С., Лемешевский С.А., Кубанкин А.С.

Проект «Универсат-СОКРАТ» группировки малых спутников для оперативного мониторинга природных и техногенных космических угроз……..

Перевалова Н.П., Жеребцов Г.А. Возможности мониторинга аварийных запусков космических аппаратов с помощью навигационных систем GPS/ГЛОНАСС……..

Поляков А.В., Виролайнен Я.А., Макарова М.В., Тимофеев Ю.М. Оценки общего содержания фреонов на основе ИК измерений солнечных спектров высокого разрешения……

Свинарчук А.А., Тимощук А.С. Использование беспилотных летательных аппаратов для метеорологического обеспечения авиации…….

Скороходов А.В., Астафуров В.Г. Методика определения типов атмосферных фронтов на основе результатов классификации облачности по спутниковым данным MODIS…

Струнин М.А., Струнин А.М., Кирин Д.В., Крутиков Н.О., Лукьянов А.Н. Результаты исследования аэрозольных примесей в атмосфере Арктики с помощью самолета-лаборатории ЯК-42д «Росгидромет» в 2014 – 2015 гг……..

Сухачева Л.Л. Использование разновременных спутниковых снимков с российских космических систем для выявления состояния и изменений окружающей природной среды Крымского полуострова под воздействием природных и антропогенных факторов……

Тимофеев Ю.М., Березин И.А., Поляков А.В., Виролайнен Я.А., Макарова М.В. Поберовский А.В., Фока С. Пространственно-временные вариации содержания CO_2 вблизи Санкт-Петербурга……

Тимофеев Ю.М., Поляков А.В., Виролайнен Я.А., Моцаков М.А., Кирнер О., Смышляев С.П. Исследования аномалий содержания озона над Россией в 2015-2016 гг……..

Тимофеев Ю. М., Поляков А. В., Козлов Д.А., Делер В., Ортель Д., Шпенкух Д. Сопоставление спектров уходящего теплового излучения разных лет…….

Успенский А.Б. Развитие и применение отечественных спутниковых систем дистанционного зондирования атмосферы……

Федосеева Н.В., Ефимова Ю.В. Применение спутниковой съемки в каналах водяного пара при дешифрировании горных волн……

Федосеева Н.В., Лопуха В.О. Анализ облачности мезомасштабных полярных вихрей по мультиспектральным спутниковым данным……..

Чибисова М.В., Рыбин А.В., Дегтерев А.В. Спутниковый мониторинг вулканической активности на Курильских островах: 15 лет деятельности Сахалинской группы реагирования на вулканические извержения (SVERT)……

Шарков Е.А., Кузьмин А.В., Козлова Т.О., Комарова Н.Ю., Минаев П.Ю., Пашинов Е.В., Позаненко А.С., Садовский И.Н., Сазонов Д.С., Стерлядкин В.В., Хапин Ю.Б., Черненко А.М. Задачи космического эксперимента «Конвергенция»……

СЕКЦИЯ №4

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРИКЛАДНЫЕ ВОПРОСЫ ВОЕННОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ЭКОЛОГИИ

Астахова Е.И., Григорьева О.В., Иванец М.О., Терентьева В.В. Анализ динамики изменения экологического состояния объектов республики Крым по данным аэрокосмической съемки…….

Гришин И.Ю., Тимиргалеева Р.Р., Чертоганов К.А. Технологии комплексного информационно-навигационного обеспечения и мониторинга рекреационных территорий юга России……

Гуляев А. Ю. Методика адаптивного поиска боковых блоков ракеты-носителя типа «СОЮЗ» с учетом информации о неидентифицированных блоках……..

Летучий Ю.А., Тимощук А.С., Новиков А.В., Шабалин П.В. Показатели экологической эффективности деятельности воинских частей и организаций Вооруженных Сил Российской Федерации …….……..

Летучий Ю.А. Оценивание экологической обстановки на объектах Вооруженных Сил Российской Федерации……

Платов Ю.В., Клюшников В.Ю. Динамика газо-пылевого облака, наблюдавшегося 26 октября 2017 года при запуске твердотопливной ракеты……

Рябов А.О., Фролов В.Л., Лукьянова Р.Ю., Белов А.С., Болотин И.А. Добровольский М.Н. Измерение искусственного плазменного возмущения с помощью ИСЗ SWARM...

Тимощук А.С., Доронин А.П., Шабалин П.В. Результаты исследования метеорологических условий формирования высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха в Санкт-Петербурге по данным за 2017 год……

Томшина Т.В. Мониторинг риска геодинамической неустойчивости в районе расположения опасных промышленных объектов на основе данных наблюдений из космоса……..

Г.А. Жеребцов,
доктор физико-математических наук
Института солнечно-земной физики СО РАН, г Иркутск

КОСМИЧЕСКАЯ ПОГОДА И ЗАДАЧИ ГЕЛИОГЕОФИЗИЧЕСКОГО МОНИТОРИНГА

Околоземное космическое пространство (ОКП), включающее в себя такие области, как верхняя атмосфера, ионосфера и магнитосфера Земли, представляет собой пространство заполненное низкотемпературной плазмой, состояние которого определяется солнечной и геомагнитной активностью. С развитием аэрокосмической и ракетной техники это пространство
продолжает не только интенсивно изучаться, но уже, практически, включено в сферу непосредственной человеческой деятельности. В ОКП работает большое количество космических аппаратов различного назначения, с помощью которых ведутся не только научные исследования, но и решаются различные задачи прикладного характера, в том числе, в интересах государственной безопасности. Надежность и эффективность работы этих аппаратов определяется как использованием в них новейших технологий, так и состоянием окружающей среды. Работоспособность и эффективность крупных инженерно-технических систем наземного базирования, таких как системы радиосвязи в широком диапазоне частот, радиолокации, в том числе загоризонтной, радионавигации, радиопеленгации, системы автоматики, автоблокировки, управления протяженными ЛЭП и железнодорожными сетями в высоких широтах, также во многом зависят от физических процессов, протекающих на Солнце и в околоземном космическом пространстве. Поэтому исключительно важно иметь полную информацию о гелиогеофизической обстановке - космической погоде, понимать природу явлений космической погоды, отслеживать динамику и оценивать последствия, уметь и иметь возможность отличать процессы естественного характера, от процессов, вызванных искусственными воздействиями.

Основными факторами, определяющими воздействие на ОКП, являются:

1. Солнечный ветер и межпланетное магнитное поле.
2. Коротковолновое солнечное ультрафиолетовое и рентгеновское излучение.
3. Солнечные космические лучи.
4. Галактические космические лучи.

Первые два фактора, солнечный ветер и ультрафиолетовое излучение, формируют плазменные оболочки нашей планеты - магнитосферу и ионосферу, внутри которых развиваются физические процессы, обеспечивающие их взаимодействие (высыпающиеся заряженные частицы, электрические токи и поля, акустогравитационные волны и др.). Эти факторы носят нестационарный характер, они имеют временные вариации, связанные с вращением Солнца и Земли, солнечной активностью, а также с собственным состоянием околоземной среды.

Солнечные космические лучи - это спорадически появляющиеся потоки, главным образом, протонов, с энергиями до 10 ГэВ после вспышек на Солнце.

Галактические космические лучи состоят из потоков ядер и электронов, поступающих в околоземное космическое пространство и на Землю из межзвездного пространства и не относятся к солнечным факторам. В эпоху максимума солнечной активности действия этих солнечных факторов препятствуют проникновению галактических космических лучей в гелиосферу. Поэтому максимальные потоки галактических космических лучей регистрируются на Земле, когда солнечная активность низкая.

К наиболее значимым эффектам космической погоды можно отнести следующие:

1. Воздействия ионизирующего (радиационного) космического излучения на радиоэлектронное оборудование космических аппаратов и самолетов, радиационная опасность

для космонавтов, экипажей высотных самолетов и экипажей, выполняющих полеты в высоких широтах.

2. Изменение орбит космических аппаратов вследствие разогрева ионосферы и верхней атмосферы.

3. Нарушения условий распространения радиоволн, нарушения в системах радиосвязи, радиолокации и радиопеленгации вследствие изменений в ионосфере.

4. Возникновение геоиндуцированных токов в длинных проводящих системах в приполярных и полярных широтах: ЛЭП, трубопроводах, кабельных линиях и линиях связи, автоматике железных дорог.

5. Изменение химического состава атмосферы Земли.

6. Воздействие на погодо- и климатообразующие факторы.

7. Влияние на биосферу и человека.

Одной из главных задач по обеспечению снижения негативных последствий явлений космической погоды является организация непрерывных наблюдений и регистрации многих гелиогеофизических параметров на обширной территории (регистрации параметров верхней атмосферы, ионосферы, геомагнитного поля Земли, измерения в магнитосфере, наблюдения за Солнцем). Следует учесть, что при этом будет получен огромный объем научной информации. Эта информация должна собираться, хранится, и обрабатываться таким образом, чтобы ей можно было пользоваться заинтересованным потребителям. Этот огромный массив данных должен эффективно использоваться не только для оперативной работы при решении прикладных задач, но он также необходим для разработки новых и совершенствования существующих моделей атмосферы, ионосферы, магнитосферы и тд., для разработки прогнозов гелиогеофизических явлений.

Другой не менее важной задачей является разработка стандартов для событий космической погоды. Стандарты – ряд физических параметров гелиогеофизических условий для описания и оценки какого-либо явления космической погоды. Фактически эти стандарты характеризуют интенсивность событий космической погоды. Такие стандарты необходимы при проектировании, оценки уязвимости, принятия оперативных решений и оценки риска, разработки новых технологий для минимизации негативного воздействия на окружающую среду. Указанные стандарты необходимо разработать для геоэлектрических полей, ионосферных возмущений, для расширения («разбухания») ионосферы, для всплесков солнечного радиоизлучения, ионизирующего излучения. Такая работа проводилась в нашей стране, но, во-первых, это было очень давно, а, во-вторых, эти стандарты должны через определенные сроки пересматриваться.

Организация современного гелиогеофизического мониторинга стоит больших финансовых затрат, если учитывать не только создание дополнительных пунктов разнообразных наблюдений, но и постоянное длительное обеспечение работоспособности всей гелиогеофизической сети. Для решения этой важной государственной задачи, требуется целенаправленная работа и принятие ряда директивных решений.

И.И. Кононов;
И.Е. Юсупов
Санкт-Петербургский государственный университет, г Санкт-Петербург

ПАССИВНЫЕ РАДИОТЕХНИЧЕСКИЕ МЕТОДЫ И СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ

В настоящей работе рассматриваются пассивные радиотехнические методы и средства мониторинга грозовой активности в СДВ диапазоне. Приведено описание типов молниевых вспышек и их относительный вклад в грозовой процесс. Обсуждаются современные тенденции развития средств мониторинга грозовой активности. Приводится классификация систем местоопределения источников ЭМИ, сопровождающих развитие молниевых вспышек и дается сравнительный анализ их характеристик. Оцениваются возможности улучшения точностных и вероятностных характеристик СДВ методов и средств местоопределения сильноточных компонент молниевых вспышек различных типов.

Ключевые слова: грозовая активность, молниевый разряд, атмосферик, местоопределение.

ВВЕДЕНИЕ

Незатухающий интерес к изучению атмосферно-электрических явлений, важнейшей составляющей которых продолжают оставаться грозовые процессы, в последние годы получил дополнительный импульс в связи с открытием целого ряда новых источников ЭДС (мезомасштабные конвективные системы и слоисто-дождевые облака, обладающие выраженной зарядовой структурой) и токов (разряды в верхней атмосфере – джеты, спрайты, эльфы). Результаты этих исследований привели к возрождению и пересмотру концепции базового элемента теории атмосферного электричества – глобальной электрической цепи (ГЭЦ) и вызвали резкую интенсификацию экспериментальных исследований глобальной грозовой активности как посредством спутниковых наблюдений, так и с использованием развертываемых по всему миру наземных радиотехнических систем пассивной локации грозовых очагов континентального и глобального масштабов. Не потеряли актуальности продолжающиеся исследования грозовой активности как источника постоянной повышенной опасности в различных сферах жизнедеятельности человека, направленные на решение традиционных задач регионального масштаба, связанных с ее своевременным обнаружением и предотвращением возможных последствий вредного воздействия на различные объекты этой деятельности (летательные аппараты, высотные здания, промышленные и портовые сооружения, нефтеналивные суда, открытые горные разработки, коммуникационные линии, лесные массивы и пр.).

ТИПЫ МОЛНИЕВЫХ ВСПЫШЕК И ИХ ВКЛАД В ГРОЗОВУЮ АКТИВНОСТЬ

Радиотехнические инструментальные средства обнаружения и локации грозовых явлений основаны на регистрации и анализе электромагнитного радиоизлучения молниевых вспышек, сопровождающего разрядные процессы, возникающие в процессе их развития. Все молниевые вспышки могут быть подразделены на две основные категории: вспышки так называемого ОЗ типа, характеризуемые наличием в структуре сопутствующего электромагнитного излучения (ЭМИ) одного или нескольких мощных импульсов, сопровождающих развитие наиболее сильноточных разрядов (обратных ударов), развивающихся между землей и облаком, и вспышки ВО типа, содержащие ЭМИ разномасштабных разрядных компонент, полностью развивающихся внутри грозового облака или между облаками.

Соотношение количества вспышек данных типов зависит от многих факторов**:** типа грозы (фронтальная или внутримассовая), структуры грозового очага (одноячейковая или многоячейковая), характера и фазы его развития, географических и рельефных особенностей местности (наличия речных долин, возвышенностей, горных склонов). Так, у умеренных внутримассовых гроз количество ВО вспышек может в 2-8 раз превышать число вспышек ОЗ типа [1]. В мощных грозах их количество резко увеличивается, достигая иногда 100% [2]. У

фронтальных гроз относительное количество вспышек ОЗ типа возрастает и оказывается сопоставимым с числом ВО вспышек, при этом увеличивается и количество повторных ударов, приходящихся на отдельную вспышку.

Концентрации ВО вспышек в основном связаны с конвективными областями грозовых ячеек, а их интенсивность коррелирует с динамикой изменения этих областей, достигая пика в периоды их максимального вертикального развития. В начальных фазах развития грозы в течение значительного времени ОЗ активность может практически отсутствовать. Так, по данным, приведенным в [3, 4], интервал времени между первой ВО вспышкой и первой вспышкой ОЗ типа может меняться от нескольких минут до нескольких десятков минут. Тем самым, появление ВО вспышек является хорошим индикатором перехода конвективного облака в грозовое состояние, позволяя своевременно принять необходимые меры по обеспечению молниезащиты различных объектов. Как правило, ОЗ активность развивается в фазе зрелости грозовой ячейки, когда снижение основного ядра гидрометеоров увеличивает электрический потенциал ее нижней части, повышая вероятность электрического пробоя на землю. С началом распада грозового облака ВО активность начинает уменьшаться, а интенсивность ОЗ разрядов достигает максимума. Эти факторы обычно предшествуют развитию сильных нисходящих потоков и интенсивных осадков и могут служить в качестве достаточно надежных предикторов их возникновения [5, 6].

ПАССИВНЫЕ РАДИОТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА МОНИТОРИНГА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ

В течение длительного времени большинство пассивных СДВ средств мониторинга грозовой активности ориентировались на использование ЭМИ разрядов исключительно ОЗ типа, что нередко приводило к значительным ошибкам в определении не только моментов начала и окончания локальной грозовой активности, но иногда даже к пропуску отдельных гроз. Регистрация же и локация всемолниевого излучения (вспышек как ОЗ, так и ВО типов) исключает появление такого рода ошибок. При этом значительное (иногда на порядок и более) увеличение числа регистрируемых вспышек и, соответственно, общего количества сопровождающего их развитие импульсного ЭМИ позволяет получать надежные статистические оценки их параметров на более коротких (единицы минут) временных интервалах. Это обеспечивает возможность решения задач, связанных с определением текущего состояния грозовой активности, более надежной оценкой степени ее грозоопасности, а также с краткосрочным оперативным прогнозом тенденций последующего развития с возможной оценкой вероятностей появления сопутствующих явлений (штормовой ветер, интенсивные осадки, град). Поэтому регистрация и локация всемолниевого излучения стала в последние годы одной из основных тенденций и целей (наряду с традиционными требованиями повышения надежности обнаружения и точности местоопределения грозовых комплексов) модернизации существующих и развития новых средств пассивной локации гроз.

Известно, что развитие молниевой вспышки, длящееся десятки-сотни миллисекунд, представляет собой сложное физическое явление, состоящее из совокупности резко различающихся по характеру, длительности и пространственным размерам разрядных процессов, сопровождаемых электромагнитным излучением в чрезвычайно широкой спектральной области, простирающейся от долей герца до частот светового диапазона [7]. В многолетней практике разработки пассивных средств мониторинга грозовой активности выделилось два больших класса устройств и систем, ориентирующихся на использование крайних участков упомянутого выше частотного спектра излучения молниевых вспышек. В одном из классов систем (в последующем условно называемыми системами **СДВ диапазона**) используются свойства импульсного ЭМИ, возбуждаемого сильноточными компонентами молниевых вспышек различных типов. Этот диапазон, охватывающий частотной интервал от единиц герц до 300 кГц, объединяет несколько поддиапазонов (СНЧ, ИНЧ, ОНЧ, НЧ) низкочастотной области импульсного излучения. В то время как в другом обширном классе

систем **УКВ диапазона** используются спектральные области, укладывающиеся в частотный интервал от 10^8 до 10^{11} Гц.

Краткий сравнительный обзор принципов построения различных СДВ систем местоопределения гроз с анализом случайных погрешностей, обусловленных шумами и систематическими ошибками, вызванные эффектми распространения сигналов над земной поверхностью, приведен в работе [8]. Достаточно полный обзор зарубежных средств и систем местоопределения, разработанных в течение нескольких последних десятилетий и нашедших широкое практическое использование для мониторинга грозовой активности в различных пространственных масштабах, содержится в публикации [9].

Обсудим кратко принципы и основные характеристики методов, лежащих в основе построения многопунктовых систем местоопределения упомянутых выше классов.

УКВ СИСТЕМЫ ПАССИВНОЙ ЛОКАЦИИ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ

В основе построения УКВ систем пассивной локации грозовой активности лежит использование двух основных принципов – разностно-дальномерного и радиоинтерферометрического**.**

Разностно-дальномерный принцип местоопределения источников импульсного УКВ излучения, возбуждаемых в процессе развития молниевой вспышки, основывается на измерении разностей времен прихода (РВП) импульсов, фиксируемых сенсорами, размещенными в сети из нескольких пространственно разнесенных пунктов. Одно из первых упоминаний о разностно-дальномерной версии УКВ системы приведено в публикации [10], в которой представлено несколько образцов реконструкции в трехкоординатном (3-D) представлении пространственно-временного положения источников УКВ излучения, возбуждаемых в объеме грозового облака в процессе развития отдельных молниевых вспышек. В последующем предпринимались усилия по созданию коммерческих версий таких систем, известных как LDAR (Lightning Detection and Ranging) и LDAR II [11]. Однако широкого распространения в утилитарных приложениях они не получили. К настоящему времени подобные системы обеспечивают пространственно-временную реконструкцию молниевых вспышек в 3-D представлении с максимально достижимой пассивными средствами локации точностью (десятки-сотни метров) местоопределения отдельных УКВ источников. Для получения столь высокой точности местоопределения развертывается сеть из 7-12 разнесенных пунктов, расстояния между которыми обычно составляют 10…40 км. Типичным образцом подобной системы может служить действующая портативная система LMA (Lightning Mapping Array) [12], развернутая инженерами Горного Института штата Нью-Мексико (США) и предназначенная для исследования внутриоблачной молниевой активности.

Интерферометрический принцип УКВ локации основывается на измерении разности фаз УКВ сигналов, возбуждаемых в паре близкорасположенных диполей (близкими считаются диполи, базовое расстояние между которыми не превышает длины волны, соответствующей центральной частоте рабочего диапазона). Линии постоянства разностей фаз соответствуют гиперболам (в проекции на плоскость), как в обычной разностно-дальномерной системе. В этом состоит фундаментальная эквивалентность обоих принципов УКВ-локации, что отмечалось еще в работе [13]. На удалениях от базы между диполями, превышающими несколько десятков длин волн, гипербола практически сливается с ее асимптотой – прямой, проходящей через центр базы в направлении на источник излучения. Тем самым, при использовании минимального набора из пары разнесенных в горизонтальной плоскости вертикальных электрических диполей обеспечивается измерение азимута на источник. Одно из первых описаний устройств, реализующих использование рассматриваемого принципа в однопунктовом исполнении в приложении к ЭМИ молниевых вспышек УКВ диапазона, опубликовано в работе [14].

В многопунктовом исполнении, интерферометрический метод был положен в основу разработки УКВ системы, известной по аббревиатуре SAFIR ("Surveillance et Alerte Foudre par Interférométrie Radioélectrique") [15]. Коммерческая 2D-версия этой системы, обычно развертываемая в минимально избыточной трехпунктовой комплектации, нашла широкое

практическое использование в разных странах для локации и исследования характеристик молниевых вспышек ВО и ОЗ типов и оперативного картирования грозовой активности. Широкий динамический диапазон (100 дБ) датчиков рассматриваемой интерферометрической системы позволяет обрабатывать УКВ сигналы от большого разнообразия мелкомасштабных разрядных явлений, возникающих на различных стадиях развития молниевых вспышек без дополнительной подстройки коэффициента усиления. Это дает возможность увеличивать разнос между пунктами системы до 50…150 км, обеспечивая достаточно большой радиус ее оперативного обслуживания (до 200 км). Как для любой пеленгационной системы, погрешность ее местоопределения возрастает по мере удаления источника от ее центра и на внешней границе рабочей зоны достигает 1…2 км. В настоящее время эта система, входящая составной частью в структуру инструментальных метеорологических средств, разрабатываемых компанией Vaisala, обеспечивает эффективность обнаружения до 95…98% от молниевых вспышек всех типов [2].

К наиболее серьезным недостаткам УКВ систем следует отнести резкое ослабление поля, обусловленное сферичностью земной поверхности, при переходе в область «тени» (за пределы горизонта, видимого с места расположения источника излучения), что радикально ограничивает область их оперативного использования зоной прямой видимости. Даже для внутриоблачных компонент молниевых вспышек, развивающихся на относительно больших высотах 5…10 км, радиус этой зоны не превышает 200…300 км. Кроме того, использование только УКВ излучения приводит к потере важной для большинства потребителей информации о местах ударов в землю наиболее сильноточных разрядов, а также о знаке и величине возбуждаемых ими токов. Включение в структуру УКВ систем СДВ регистраторов, позволяющих решить эту задачу, не представляет проблемы и обычно реализуется.

МНОГОПУНКТОВЫЕ СИСТЕМЫ МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЯ СДВ ДИАПАЗОНА

Как известно, в СДВ диапазоне сосредоточен абсолютный максимум спектральной плотности импульсного электромагнитного излучения (ЭМИ) сильноточных компонент молниевых вспышек. Это обстоятельство, а также малое затухание ЭМИ этого диапазона при распространении в волноводном канале Земля-ионосфера, обеспечивающее надежный прием его на расстояниях до нескольких тысяч километров, способствовали развертыванию систем местоопределения гроз большого радиуса действия. Начало развития таких систем было положено изобретением в конце 20-х годов прошлого века первого рамочного пеленгатора [16] с отображением пеленга на экране электронно-лучевой трубки. В последующем пеленгаторы этого типа получили повсеместное распространение и использовались в структуре как однопунктовых грозопеленгаторов-дальномеров (ГПД), так и многопунктовых пеленгационных систем местоопределения (ПСМ). В течение последующего, почти полувекового периода применения этот пеленгатор подвергался многочисленным модернизациям, направленным на повышение быстродействия и совершенствование способов отображения пеленгационной информации. Неизменным оставалось применение скрещенных рамочных антенн в качестве датчиков магнитных составляющих поля, по которым осуществлялась оценка пеленга, а также узкополосный характер приема. Однако рамочным пеленгаторам свойственны трудноустранимые поляризационные ошибки, связанные в ближней зоне с отклонением излучателя от вертикали, а в средней и дальней зонах распространения – с анизотропией ионосферы, обусловленной геомагнитным полем. Анизотропия проявляется в той части временной формы атмосферика, которая формируется ионосферными отражениями. При узкополосном приеме избежать влияния этого фактора практически невозможно.

Радикальным решением, позволившим существенно уменьшить величину поляризационных ошибок, явилось использование для определения пеленга фронтальной части земной волны широкополосного (1кГц…1МГц) атмосферика [1717]. Для большинства обратных ударов облако-земля фронтальная часть атмосферика формируется током, протекающим по начальной части молниевого канала, имеющей преимущественно вертикальную ориентацию, вследствие чего величина поляризационные ошибки (ПО1), обусловленной наклоном излучателя, как правило, не превышают 1° , уже начиная с расстояний 20 км и более.

На базе широкополосных пеленгаторов, изготовленных в конце 70-х годов прошлого столетия американской фирмой LLP в интересах различных потребителей (первоначально предназначавшихся для службы охраны лесов от пожаров), вдоль западного и восточного побережья США была развернута пеленгационная сеть для оперативного мониторинга грозовой активности, послужившая прототипом будущей американской национальной сети локации гроз NLDN (National Lightning Detection Network). В последующем LLP-пеленгаторами оборудовались системы локации гроз во многих странах мира.

Гегемония LLP продолжалась около 15-20 лет, пока не наступила эра разностно-дальномерных систем местоопределения (РДСМ), характеризующихся более высокой, по сравнению с ПСМ, точностью локации молниевых разрядов, сохраняющейся при преобразовании подобия системы (при условии поддержания неизменной точности определения разностей времен прихода сигналов в разнесенные пункты регистрации).

По методологии реализации разностно-дальномерного принципа все РДСМ могут быть подразделены на две группы. Теоретические основы построения систем первой группы, известных по аббревиатуре TOA (Time Of Arrival), в приложении к атмосферикам впервые описаны в работе [18]. Измеряемыми параметрами являются моменты прихода сигнала в разнесенные пункты системы, в оцифрованном виде транслируемые в центральный пункт обработки. По ним в ЦПО рассчитываются разности времен прихода сигналов для парных комбинаций пунктов, позволяющие сформировать линии положения (гиперболы), точки пересечения которых определяют координаты источника.

В РДСМ второй подгруппы, маркируемых аббревиатурой ATD (arrival time difference), непосредственно измеряемым параметром являются разности времен прихода сигналов, оцениваемые путем попарной обработки форм импульсов, регистрируемых в разнесенных пунктах и в оцифрованном виде транслируемых в ЦПО. Алгоритм оценки непосредственно разности времен прихода, впервые предложенный в работе [19], основывается на процедуре временного сдвига одного сигнала относительно другого, заканчивающейся по достижении абсолютного максимума их взаимно-корреляционной функции. Сигнал, регистрируемый в одном из выделенных пунктов, используется как опорный, в то время как сигналы из других пунктов считаются его амплитудно-модифицированными зашумленными копиями. Очевидно, что такое предположение в достаточной мере справедливо, если разность расстояний от пунктов до источника относительно невелика и отличия параметров трасс распространения незначительны. В условиях использования системы для локации удаленных гроз это требование в достаточной мере выполняется.

Рассмотрим различные версии РДСМ обоих классов, нашедшие практическое применение в качестве инструментальных средств мониторинга грозовой активности.

РАЗНОСТНО-ДАЛЬНОМЕРНЫЕ СИСТЕМЫ TOA-ТИПА

В 1982 г. во Флориде (США) для коммерческого использования была введена в строй РДСМ TOA-типа LPATS (Lightning positioning and tracking system). Вслед за ней была развернута сеть из нескольких аналогичных систем, покрывавших континентальную часть США [20].

Точность местоопределения NLDN, первоначально создаваемой на базе LLP-пеленгаторов, оказалась недостаточной для некоторых потребителей информации о местоположении сильноточных разрядов ОЗ типа, в частности, для энергетических и страховых компаний. Это побудило разработчиков NLDN обратиться к использованию разностно-дальномерного метода местоопределения, реализованного ранее в LPATS.

Во вновь развертываемой системе величину базовых расстояний предполагалось выбирать в пределах 300…350 км, а временную привязку осуществлять по характерной точке, формируемой в пределах фронтальной части первой полуволны сигнала, регистрируемого в широкой полосе (1…400 кГц). Поскольку параметры приемных устройств, используемых в РДСМ, практически совпадали с характеристиками широкополосных LLP-датчиков, применяемых в ранее развернутых ПСМ, то все их пункты вместе с оборудованием могли быть встроены во вновь создаваемую систему. Это заметно ускорило ее формирование, и уже в 1988

г. было объявлено о создании под управлением корпорации Global Atmospheric национальной сети обнаружения молний NLDN (National Lightning Detection Network), в период последующей модернизации 2002-2003 гг. приобретенной фирмой Vaisala. Наличие в составе системного оборудования LLP-пеленгаторов позволило без дополнительных затрат использовать в алгоритме местоопределения также пеленгационную информацию. Этим достигалось решение сразу нескольких проблем. Во-первых, в качестве дополнения к основному алгоритму могла быть задействована гибридная версия местоопределения, допускающая использование информации (гипербола и пеленг) только из двух пунктов, что способствует увеличению эффективности обнаружения разрядов (за счет меньшего количества пропусков относительно слабых сигналов). Во-вторых, знание пеленга на источник решает проблему, связанную с возможной неоднозначностью гиперболической оценки местоположения источника, а также заметно увеличивает быстродействие рабочего алгоритма местоопределения.

С 1989 года эта смешанная система, претерпев ряд последовательных модификаций, функционирует в непрерывном режиме, обслуживая всю континентальную часть территории США [9]. В настоящее время она насчитывает 114 пунктов регистрации, размещенных на удалениях 300…350 км друг от друга.

Комплектация и методология местоопределения, используемые в NLDN, нашли применение в большинстве других систем, развертываемых в разных странах. Из наиболее крупных как по количеству пунктов, так и по размерам обслуживаемой территории систем подобного типа можно выделить Канадскую систему CLDN (83 пункта), впоследствии слившуюся с NLDN и образовавшую североамериканскую сеть NALDN, обслуживающую всю континентальную часть Северной Америки [21].

Аналогичной по составу аппаратуры, структуре размещения, рабочим характеристикам (эффективность обнаружения разрядов, точность) и размерам обслуживаемой территории является Бразильская система RINDAT [22].

С 2001 года стартовал проект EUCLID (European Cooperation for Lightning Detection), первоначально объединивший в единую сеть локальные системы грозолокации шести европейских стран (Австрия, Франция, Германия, Италия, Норвения и Словения). К осени 2011 года в состав этой системы входило уже 142 разнесенных пункта, размещенных в большинстве стран Европы и оборудованных сенсорами практически всех известных типов и модификаций.

РАЗНОСТНО-ДАЛЬНОМЕРНЫЕ СИСТЕМЫ ATD-ТИПА

Переходя к обсуждению существующих версий разностно-дальномерных систем ATD-типа, отметим, что все они являются узкополосными, работающими в частотной области 7…15 кГц, соответствующей абсолютному максимуму спектральной плотности наиболее сильноточных разрядов ОЗ типа.

Одной из первых систем рассматриваемого типа является ATDNET, экспериментальная версия которой была развернута в Англии в 1985 г. [19]. В 1988 году система ATDNET была внедрена в оперативное использование британской метеослужбой (UK Met Office), заменив применявшуюся до этого большебазовую ПСМ, оборудованную устаревшими и громоздкими катодно-лучевыми пеленгаторами (cathode-ray direction finder, CRDF) [23]. К настоящему времени ATDNET насчитывает 11 разнесенных пунктов, обеспечивающих мониторинг грозовой активности на всей территории Западной Европы. Сопоставление данных локации системы с региональными среднебазовыми РДСМ Австрии и Франции показывает, что ее эффективность обнаружения сильноточных разрядов составляет 50%, а погрешность местоопределения равна 5…6 км [24].

В последующие годы было развернуто еще несколько большебазовых сетей, работающих с аналогичным комплектом узкополосных устройств и с тем же алгоритмом местоопределения, что и рассмотренная выше ATDNET. Среди них можно выделить постоянно действующую оперативную сеть STARNET (Sferics Timing And Ranging NETwork), в составе 11 датчиков, расположенных в Южной Америке, на островах Атлантического океана и Мексиканского

залива, созданную для обслуживания южноамериканского континента и прилегающих акваторий Тихого и Атлантического океанов.

В числе других систем рассматриваемого типа следует упомянуть также экспериментальную большебазовую системой дальнего обнаружения и лоцирования молниевых разрядов ZEUS, развернутую и обслуживаемую Коннектикутским университетом (США) и Афинской Национальной обсерваторией (Греция) [25]. Она эксплуатируется с июня 2001 года и ориентируется на мониторинг грозовых осадков, краткосрочный прогноз погоды и обеспечение авиационной безопасности в Европе и прилегающих водных акваториях, а также восточного побережья США, северного побережья Атлантического океана, западной Азии и Центральной Африки.

БОЛЬШЕБАЗОВЫЕ РДСМ

Все рассмотренные выше РДСМ системы ТОА-типа, осуществляющие мониторинг гроз в региональном или даже в континентальном масштабах, обслуживают в основном сухопутные регионы, где развертывание любого количества пунктов с требуемой геометрией, обеспечивающей заданные технические характеристики как по эффективности обнаружения, так и точности локации, не вызывает принципиальных затруднений. Еще в конце 90-х годов предпринимались попытки, используя наиболее удаленные пункты NALDN, сформировать большебазовую систему для трансокеанической локации гроз на удалениях до 2…4 тыс. км. Первоначально был протестирован трансконтинентальный вариант опытной версии такой системы с четырьмя максимально разнесенными пунктами NLDN, расположенными на Атлантическом и Тихоокеанском побережьях США [26]. Результаты ее проверки по данным локации гроз той же системой, но в выделенных зонах, обслуживаемых набором пунктов с традиционной геометрией, показали, что при длинах трасс распространения 1200…1600 км точность местоопределения составляла в 50% случаев около 5 км**,** а в 95% случаев не превышала 20 км. Эффективность же обнаружения оказалась зависящей от времени суток и составила 10…25% ночью и всего несколько процентов днем (во всех случаях термин эффективность обнаружения применяется лишь к разрядам облако-земля).

В последующие годы были предприняты усилия по развертыванию большебазовой системы, которая позволила бы перекрыть северную часть акватории Тихого океана. С этой целью к нескольким пунктам, встроенным в континентальную NALDN, были добавлены разнесенные пункты, расположенные на четырех островах в северной части Тихого океана. Состав оборудования пунктов оставался таким же, как в NLDN, но с более высоким коэффициентом усиления приемных трактов и сниженным порогом срабатывания. В результате была развернута опытная версия большебазовой системы под наименованием PacNet (Pacific Lightning Detection Network) с геометрией, более соответствующей поставленной задаче оперативного мониторинга конвективных гроз синоптического масштаба над центральной и восточной частью Тихого океана к северу от экватора [27]. Кроме научного интереса, связанного с изучением морфологии тропических гроз и микрофизики ливневых облаков, данные PacNet могут быть полезны для других практических приложений, в частности, связанных с планированием трансокеанических перелетов вне зон обслуживания геостационарных спутников.

В конце 2009 г. корпорацией Vaisala было начато развертывание большебазовой глобальной ТОА сети обнаружения молний GLD360 (Global lightning detection network). В ней используется априорно нефиксированное количество датчиков, размещенных по всему миру. Местоположение разрядов оценивается по методике, используемой в NLDN. Однако, в отличие от NLDN, моменты прихода определяются не по первой полуволне широкополосного атмосферика, а по характерным точкам, связанным с положением его абсолютного максимума. Тестирование опытной версии сети GLD360, проведенное по данным локации гроз в пределах внутренней зоны NLDN (с точностью 0,5…1 км), показало, что медианное значение сетевой погрешности местоопределения составляет 10,8 км, а эффективность обнаружения 86…92% [28].

В настоящее время эта сеть обеспечивает возможность локации молний в тех зонах земного шара, где отсутствуют обычные средства метеорологических наблюдений. Данные GLD360 предполагается использовать при наблюдении мезомасштабных циклонических образований, при исследовании конвективных структур ураганов и тайфунов.

Наряду с упомянутыми выше системами следует отметить большебазовую РДСМ ТОА-типа WWLLN (World Wide Lightning Location Network), являющуюся, по существу, первой разностно-дальномерной системой, осуществляющей мониторинг грозовой активности в глобальном масштабе. В отличие от всех рассмотренных выше систем ТОА-типа, время прихода определяется посредством измерения групповой задержки сигнала, оцениваемой по его фазочастотной характеристике, регистрируемой в относительно узкой полосе частот 6…22 кГц [29].

ОТЕЧЕСТВЕННЫЕ РАДИОТЕХНИЧЕСКИЕ СРЕДСТВА СДВ МОНИТОРИНГА ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ

В бывшем СССР многопунктовые СДВ системы рассматриваемых типов разрабатывались в интересах Службы специального контроля (ССК) для местоопределения эпицентров ядерных взрывов. При этом основной упор делался на развертывание большебазовых систем. В результате разработок в начале 70-х годов появился автоматизированный стационарный комплекс (АСК), базовым элементом которого служил аппаратурный комплекс "Ромб", включающий радиопеленгатор, блок АЦП, специализированную ЭВМ и аппаратуру передачи данных. Узкополосный амплитудный радиопеленгатор "Ордината", входящий в состав комплекса, позднее был заменен более совершенным амплитудно-фазовым пеленгатором "Ангар". К концу 1980 г. АСК, представляющий собой многопунктовую пеленгационную систему, был развернут в Европейской части СССР и с 1982 г. был поставлен на круглосуточное дежурство [30]. В 1985 г. аналогичный АСК был сдан в опытную эксплуатацию в Азиатской части СССР. В 1987 г. на базе нескольких пунктов регистрации в Европейской части СССР, оборудованных новым поколением регистрирующей аппаратуры, изготовленным НПО "Вектор", был развернут опытный образец модернизированной системы и в 1989 г. успешно испытан по сигналам ЭМИ молниевых разрядов. В 1995-1997 гг. проводились экспериментальные работы по использованию АСК в интересах метеорологического обеспечения различных видов вооруженных сил (ССК МО, ГМС ВС, ГГМЦ МО), в результате которых было полностью обновлено программное обеспечение, а устаревшие комплексы регистрации "Ромб" были заменены аппаратурными модулями "Верея", изготовленными в ЗАО НПО "Технологии мониторинга" и включающими антенный блок, ПЭВМ с платой 3-канального АЦП и таймер. В середине 90-х конверсионный вариант этого комплекса, известный под названием системы регистрации молниевых разрядов (СРМР**),** был развернут в Восточной Сибири на базе трех пунктов, размещенных в зданиях Томской, Красноярской и Иркутской баз службы авиационной охраны лесов. Комплекс представлял собой большебазовую систему смешанного (разностно-дальномерного, пеленгационного) типа. Результаты эксплуатации комплекса по регистрации и местоопределению сильноточных молниевых разрядов в 1997 г. подтвердили его достаточно высокие точностные и вероятностные характеристики. Так, по данным публикации [31], среднеквадратичная ошибка местоопределения разрядов ОЗ типа по Красноярскому региону составила 5 км, а вероятность (эффективность) обнаружения – 80%.

Известен также опыт развертывания и эксплуатации в начале 90-х гг. ПСМ, оборудованной пеленгаторами фирмы LLP, на Дальнем Востоке [32], а также гибридной (разностно-дальномерной, пеленгационной) системы местоопределения “Верея-МР” в Европейской части России [33].

В настоящее время в России развернута и функционирует разностно-дальномерная система ТОА-типа, которая по аббревиатуре, используемой в отечественных публикациях, известна как ГПС «Алвес 9.07». Система предназначена для мониторинга грозовой активности в реальном времени, обеспечивая потенциальных потребителей информацией о местоположении отдельных молниевых разрядов и их параметрах (амплитуда поля, полярность, длительность

переднего фронта и первой полуволны сигнала, и т. д.). Такая информация позволяет определять электрическое состояние конвективных облаков, совместно с метеорологическими радиолокаторами (МРЛ) обеспечивать различные службы информацией об опасных метеорологических явлениях.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенный сравнительный анализ пассивных радиотехнических методов, устройств и систем мониторинга грозовой активности показывает, что на данный момент наиболее высокими точностными и вероятностными характеристиками обладают многопунктовые разностно-дальномерные и интерферометрические системы УКВ диапазона. Эффективность обнаружения всемолниевого импульсного излучения, сопровождающего развитие молниевых вспышек как ВО, так и ОЗ типов, у этих систем приближается к 100%, а предельно достижимая точность локации его источников составляет десятки-сотни метров. Это позволяет четко определять моменты начала и окончания грозовых процессов, а по динамике изменения параметров ЭМИ молниевых вспышек (интенсивность, длительность, протяженность, наличие сильноточных компонент) определять текущую фазу развития грозового процесса и оценивать степень его грозоопасности. Однако резкое ослабление поля УКВ источников при переходе в область «тени» (за пределы горизонта, видимого с мест их расположения), обусловленное сферичностью земной поверхности, является фактором, ограничивающим область оперативного обслуживания УКВ систем зоной прямой видимости, радиус которой даже для внутриоблачных разрядных процессов, развивающихся на относительно больших высотах 5…10 км, не превышает 250…300 км. Поточечное отображение местоположений УКВ источников (количество которых может достигать десятков и даже сотен событий), возникающих в процессе развития молниевой вспышки, в проекции на поверхность земли может занимать значительную площадь, нередко составляющую десятки и даже сотни квадратных километров. Информация, представляемая в таком виде, полезна при проведении научных исследований и в некоторых практических приложениях, например, при прокладке безопасных маршрутов обхода воздушными судами грозоопасных зон в окрестности аэропортов.

Пассивные радиотехнические средства мониторинга грозовой активности СДВ диапазона, основанные на использовании импульсного ЭМИ сильноточных компонент молниевых вспышек, обеспечивают его регистрацию на расстояниях до 10 тыс. км. Наибольшей точностью местоопределения характеризуются многопунктовые разностно-дальномерные системы, реализуемые в TOA и ATD модификациях. В свою очередь, наилучшими характеристиками обладают широкополосные (1…400 кГц) РДСМ TOA-типа. При соответствующем конфигурировании пунктов и размерах базовых расстояний между ними, не превышающих 300…400 км, они обеспечивают точность местоопределения 100…500 метров. Подобные системы, развернутые к настоящему времени во многих странах, обеспечивают интересы большинства потребителей информации о грозах. При объединении региональных систем разных стран в единые сети (типа американо-канадской NALDN или европейской EUCLID) осуществляется мониторинг грозовой активности в континентальном масштабе.

Точностные и вероятностные характеристики узкополосных версий РДСМ, работающих в частотном интервале 10…20 кГц, соответствующем максимуму спектральной плотности сильноточных компонент молниевых вспышек, оказываются более чем на порядок хуже широкополосных. Однако они обеспечивают мониторинг грозовой активности континентального и даже глобального масштаба (WWLLN) с использованием в разы меньшего количества пунктов регистрации, что облегчает и удешевляет их развертывание и последующую эксплуатацию.

Список используемых источников

1. Boccippio D.J., Cummins K.L., Christian H.J., and Goodman S.J. Combined satellite and surface-based estimation of the intracloud – cloud-to-ground lightning ratio over the continental United States // Monthly Weather Rev. – 2001. – Vol. 129. – P. 108-122.

2. Richard P. SAFIR – an operational system for thunderstorm early localization and lightning hazard warning // Proc. 23 ICLP. – Firence, 1996. – P. 67-72.

3. Richard Ph., Kononov I.I. Total lightning characteristics of thunderstorm, contribution to nowcasting Applications // Proc. ICOLSE. – Seattle, WA, Society of Automotive Engineers, 2001. – Paper 2001-01-2920. – DOI: 10.4271/2001-01-2920.

4. MacGorman D., Apostolakopoulos I., Nierow A., Murphy M., Demetriades N., Cramer J., Krehbiel P. Improved timeliness of thunderstorm detection from mapping a larger fraction of lightning flashes // Presented at the Lightning Imag. Sens. Int.Workshop. – Huntsville, AL, 2006.

5. Krehbiel P. The electrical structure of thunderstorms // Studies in Geophysics, The Earth Electrical Environment. – Washington, National Academy Press, 1986. – 90-113.

6. Williams E.R., Weber M.E., Orville R.E. The relationship between lightning type and convective state of thunderclouds // J. Geophys. Res.: Atmospheres. – Vol. 94. – P 13213-13220.

7. Uman M.A., Krider E.PH. A Review of Natural Lightning: Experimental Data and Modeling // IEEE transactions on EMC. – 1982. – Vol. EMC-24, No. 2. – P. 79-112.

8. Кононов И.И., Петренко И.А. Современное состояние пассивных методов местоопределения гроз // Радиотехника и электроника. – 1992. – Т. 32, № 7. – С.1153-1167.

9. Cummins K.L., Murphy M.J. An overview of lightning location systems: history, techniques, and data uses, with an in-depth look at the US. NLDN // IEEE Transactions on Electromagnetic Compatibility. – 2009. – Vol. 51, No. 3. – P. 499-518.

10. Proctor D.E. VHF radio pictures of cloud flashes // J. Geophys. Res. – 1981. – Vol. 86. – P. 4041-4071.

11. Maier L., Lennon C., Britt T., and Schaefer S. Lightning detection and ranging (LDAR) system performance analysis // Proc. 6 Conf. on Aviation Weather Systems. – Dallas, 1995. – Paper 8.9.

12. Thomas R.J., Krehbiel P.R., Rison W., Hunyady S.J., Winn W.P., Hamlin T., and Harlin J. Accuracy of the Lightning Mapping Array // J. Geophys. Res. – 2004. – Vol. 109, D14207. – Doi:10.1029/2004JD004549.

13. Oetzel G.N., and Pierce E.T. VHF techniques for locating lightning // Radio Sci.. – 1969. – Vol. 4. – P. 199–201.

14. Hayenga C.O., and Warwick J.W. Two-dimensional interferometric positions of VHF lightning sources // J. Geophys. Res. – 1981. – Vol. 86. – P. 7451 -7462.

15. Richard P., Soulage A., Laroche P., and Appel J., The SAFIR lightning monitoring and warning system: Application to aerospace activities // Proc. Int. Aerosp. Ground Conf. Lightning Static Electr.: Nat. Interagency Coordination Group. – Oklahoma City, 1988. – P. 383-390.

16. Watson-Watt R.A., Herd J.P. An instantaneous direct-reading radiogoniometer // JIEE. – 1926. – Vol. 64 (353). – P. 611-622. Doi:10.1049/jiee-1.1926.0051.

17. Krider E.P., Noggle R.C., Uman M.A. A gated, wide-band magnetic direction finder for lightning return strokes // J. Appl. Meteorol. – Vol. 15. – 1976. – P. 301-306.

18. E. A. Lewis, R. B. Harvey, and J. E. Rasmussen, Hyperbolic direction finding with sferics of transatlantic origin, // J. Geophys. Res., (65), 1960, pp. 1879–1905

19. Lee A.C.L. An experimental study of the remote location of lightning flashes using a VLF arrival time difference technique // Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society. – 1986. – Vol. 112. – P. 203-229.

20. Lyons W.A., Bent R.B. Evaluation of the time-of-arrival (TOA) technique for real-time ground strike measurements using the Lightning Position and Tracking System (LPATS) // Preprints, 13th Conference on Severe Local Storms. – Tulsa: American Meteorological Society, 1983. – P. 37-40.

21. Orville R.E., Huffines G.R., Burrows W.R., Holle R.L., and Cummins K.L. The North-American Lightning Detection Network (NALDN) – First results: 1998–2000 // Mon. Weather Rev. – 2002. – Vol. 130. – No. 8. – P. 2098-2109.

22. Pinto O., Jr, Nacaratto K.P., Saba M.M.F., Pinto I.R.C.A., Abdo R.F., Garcia S.A. de M., and Filho A.C. Recent upgrades to the Brazilian Integrated Lightning Detection Network // Proc. 19 ILDC. – Tucson, 2006.

23. Lee A.C.L. Bias elimination and scatter in lightning location by the VLF arrival time difference technique // J. Atmos. Ocean. Tech. – 1990. – Vol. 7. – P. 719–733.

24. Gaffard C., Nash J., Atkinson N., Bennett A., Callagha G., Hibbett E., Taylor P., Turp M., and Schulz W. Observing lightning around the globe from the surface // Preprints 20 Int. Lightning Detection Conf. – Tucson, 2008. – P. 21-23.

25. Chronis T., and Anagnostou E.N. Error Analysis for a Long-Range Lightning Monitoring Network of Ground-Based Receivers in Europe // Journal of Geophysical Research-Atmospheres. – 2003. – Vol. 108 (D24). – P. 4779. – DOI 10.1029/2003JD003776.

26. Cramer J.A., Cummins K.L. Long-Range and Trans-Oceanic Lightning Detection // Proc. 11 International Conference on Atmospheric Electricity. – 1999. – P. 376-379.

27. Pessi A.T., Businger S., Cummins K.L., Demetriades N.W.S., Murphy M., and Pifer B. Development of a long-range lightning detection network for the Pacific: Construction, calibration, and performance // J. Atmos. Oceanic Technol. – 2009. – Vol 26. – P. 145–166.

28. Demetriades N.W.S., Murphy M.J., and Cramer J.A. Validation of Vaisala's Global Lightning Dataset (GLD360) over the continental United States // Preprints 29 Conf. Hurricanes and Tropical Meteorology. – Tucson, 2010. – 6 p.

29. Dowden R.L., Brundell J.B., Rodger C.J. VLF lightning location by time of group arrival (TOGA) at multiple sites // J. of Atm. and Solar-Terr. Phys. – 2002. – Vol 64 (7). – P. 817-830.

30. Черепанов С.Н. Создание автоматизированного стационарного комплекса обнаружения ядерных взрывов // Сб. Рожденная атомным веком, ч.3. – М., 2002. – С.59-68.

31. Московенко В.М. Использование радиотехнического метода в интересах народного хозяйства // Сб. Рожденная атомным веком, ч.1. – М., 1988. – С.88-93.

32. Билетов М.В., Насонов С.В., Поддубный В.И. и др. // Тез. 4 Межд. НТК "Радиолокация, навигация, связь". – Воронеж, 1998. – С. 25.

33. Азметов Р.Р., Беляев А.И., Московенко В.М. Перспективы создания российской системы электромагнитного мониторинга гроз для нужд охраны лесов от пожаров, энергетики, авиации, метеорологии и прогнозирования стихийных бедствий // Сопряженные задачи механики и экологии. – Томск: Изд-во Том. ун-та, 2000. – С. 9-11.

СЕКЦИЯ №1

ВОПРОСЫ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО И ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

А.А. Абунин,
кандидат физико-математических наук;
М.А. Абунина,
кандидат физико-математических наук;
А.В. Белов,
кандидат физико-математических наук;
С.П. Гайдаш,
кандидат физико-математических наук;
Е.А. Ерошенко,
кандидат физико-математических наук;
В.Г. Янке,
кандидат физико-математических наук;
Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова Российской академии наук, г. Москва, г. Троицк

АНАЛИЗ МЕЖПЛАНЕТНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ ПРИ ПОМОЩИ УНИКАЛЬНОЙ БАЗЫ ДАННЫХ ТРАНЗИЕНТНЫХ ЯВЛЕНИЙ В КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧАХ И МЕЖПЛАНЕТНОЙ СРЕДЕ

Целью данной работы является ознакомление с возможностями уникальной базы данных транзиентных явлений в космических лучах и межпланетной среде. В работе приводятся примеры ее использования при анализе межпланетных возмущений.

Ключевые слова: космическая погода, солнечная и геомагнитная активность, корональные выбросы масс, корональные дыры, Форбуш-эффекты, космические лучи.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из актуальных фундаментальных и прикладных задач солнечно-земной физики является заблаговременное прогнозирование параметров космической погоды и оценка ее влияния на различные природные, технологические и биологические системы, находящиеся как на Земле или в околоземном пространстве, так и в любой точке солнечной системы [1]. Само состояние космической погоды определяется, прежде всего, солнечной активностью. Именно Солнце отвечает за создание рекуррентных (от высокоскоростных потоков из корональных дыр) и спорадических (от корональных выбросов масс) возмущений межпланетной среды. Воздействию от таких возмущений наиболее подвержены объекты, находящиеся в околоземном космическом пространстве – там, где практически отсутствует (или отсутствует вовсе) атмосфера и ослаблено геомагнитное поле. Во время таких возмущений на космических объектах, может наблюдаться ряд проблем, например: выход из строя радиоэлектронной аппаратуры космического аппарата из-за накопления поверхностного и объемного заряда; одиночные сбои в радиоэлектронике космического аппарата из-за поражения высокоэнергичными частицами солнечного и галактического происхождения [2]; нарушения в работе оптических, магнитных и других датчиков, вызывающие отказ в выполнении заданных функций; ухудшение и потеря связи (на любых частотах); существенное увеличение погрешности систем GPS и ГЛОНАСС; изменение баллистических характеристик орбит из-за нагрева верхней атмосферы и повышения ее плотности и, как следствие, потеря высоты и нарушение ориентации, непредсказуемое сближение и возможность столкновения с другими космическими объектами и элементами космического мусора, возможность несанкционированного неуправляемого схода с орбиты; радиационное воздействие на космонавтов и т.д.

Более того, помимо космического сегмента, космическая погода влияет и на объекты земного базирования, например: ухудшение и потеря связи между наземными пунктами и управляемыми аппаратами космического комплекса [3]; поражение объектов наземной инфраструктуры при падении на Землю элементов космического мусора; появление наведенных токов в протяженных проводниках способных стать причиной аварий в электросетях, подводных кабелях, трубопроводах и в системах автоматики железных дорог [4]; радиационное воздействие на экипажи и пассажиров авиарейсов (особенно трансполярных); сбои в системах связи и аппаратуры авионики; ухудшение здоровья части населения, имеющего сердечно-сосудистую патологию и т.д.

Следует подчеркнуть, что всем отмеченным рискам и угрозам подвержены и системы военного назначения. А тенденции усиления зависимости жизнедеятельности человека от современных космических технологий, а также миниатюризация компьютерной техники ведут только к росту рисков от воздействия космической погоды.

Таким образом, очевидно, что влияние космической погоды на нашу повседневную жизнь нельзя недооценивать. Это воздействие необходимо уметь качественно прогнозировать, а затем учитывать, используя ранее полученный опыт.

По большому счету, прогнозирование состояния космической погоды сводится к прогнозированию солнечной и геомагнитной активности, а также потоков различных частиц (галактических и солнечных космических лучей, релятивистских электронов магнитосферного происхождения и т.д.). Модель прогнозирования того или иного параметра можно построить используя разный подход. Например, можно получить результат теоретически, путем решения сложных систем уравнений, описывающих солнечную активность, перенос и трансформацию соответствующего возмущения в межпланетном пространстве и взаимодействие магнитных неоднородностей с магнитосферой Земли. Но такой путь является очень трудным и, зачастую, из-за сложности общей картины взаимодействий невыполнимым даже в самых простых случаях.

Другим, более простым путем является получение взаимосвязей между различными параметрами, характеризующими космическую погоду на основе статистического, сравнительного или регрессионного анализа. Причем, чем больше событий будет рассматриваться, тем более точно можно определить эти связь. Примеры как раз таких исследований, на основе анализа большого количества событий, будут рассматриваться далее.

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ

Для всестороннего изучения солнечных, межпланетных и геомагнитных возмущений сотрудниками ИЗМИРАН была создана и непрерывно пополняется уникальная база данных – база данных транзиентных явлений в космических лучах и межпланетной среде (*Database of Forbush-effects and interplanetary disturbances – FEID*) [5-8]. В ней вариации плотности и анизотропии галактических космических лучей объединены с солнечными, межпланетными и геомагнитными параметрами. Именно галактические космические лучи взяты за основу данного инструмента. Потоки этих ультраэнергичных частиц, принизывая межпланетное пространство, модулируются, интегрируя информацию магнитных неоднородностях и местах, через которых пролетают. В базе данных космические лучи представлены результатами глобальной съемки по данным всей мировой сети нейтронных мониторов для жесткости 10 ГВ. Информация по солнечному ветру взята из базы данных *OMNI* (http://omniweb.gsfc.nasa.gov), а данные по геомагнитной активности из WDC Kyoto (http://wdc.kugi.kyoto-u.ac.jp) и GFZ Potsdam (ftp://ftp.gfz-potsdam.de).

На текущий момент *FEID* включает в себя более 7100 событий, охватывающих более чем полувековой период наблюдений (1957-2017 гг.), каждое из которых описывается более сотней параметров. Можно с уверенностью сказать, что это самая большая и полная база данных межпланетных возмущений в мире.

На основе описанной выше базы данных был разработан и выложен в сеть Интернет каталог с аналогичной информацией (http://spaceweather.izmiran.ru/rus/dbs.html). В научной среде

можно найти множество публикаций и диссертаций, которые опираются на информацию о межпланетных возмущений , взятую именно из этой базы данных.

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ИНФОРМАЦИИ ИЗ FEID

Предлагаемая уникальная база данных транзиентных явлений в космических лучах и межпланетной среде является не только банком хранения информации о межпланетных возмущениях, но и удобным инструментом для ее обработки, позволяя выполнять различного рода анализ этих данных (статистический, сравнительный, регрессионный и т.д.), выдавая запрашиваемую информацию в числовой и графических формах. Далее приведены несколько примеров использования *FEID*.

Исследование Форбуш-эффектов с внезапным и постепенным началами. В работе [9] все изолированные события (в анализе участвовало 3455 событий) были поделены на две группы: *S* – события, которые сопровождались приходом ударной волны к Земле (с *SSC*) и *N* – которые не сопровождались *SSC* (без *SSC*). В ходе анализа было выявлено, что эти группы отличаются друг от друга не только количественно, но и качественно (рис. 1*а-в*), например, по структуре самого возмущения. Кроме того, в *S*-группе оказались, в среднем, более мощные события.

Полученные результаты говорят в пользу того, что в выделенных группах преобладают разные механизмы модуляции космических лучей. События *S*-группы в большей мере обусловлены выбросами солнечного вещества, в то время как значительная часть событий группы *N* – высокоскоростными потоками плазмы из корональных дыр.

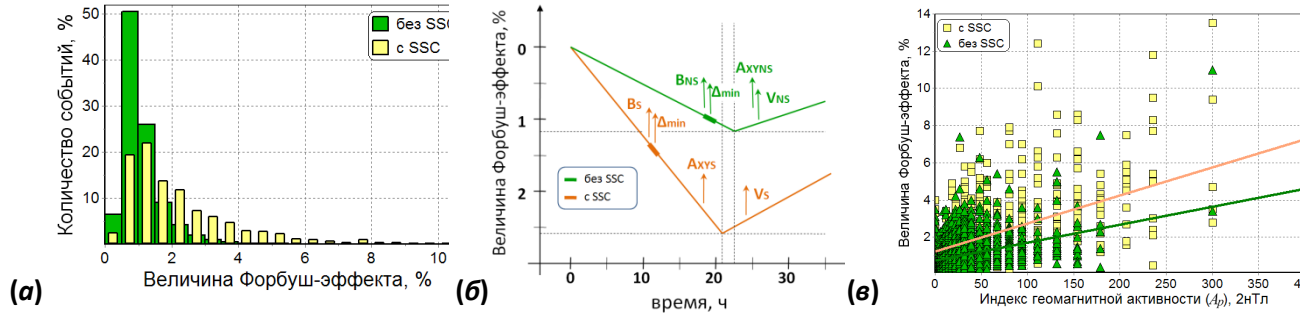
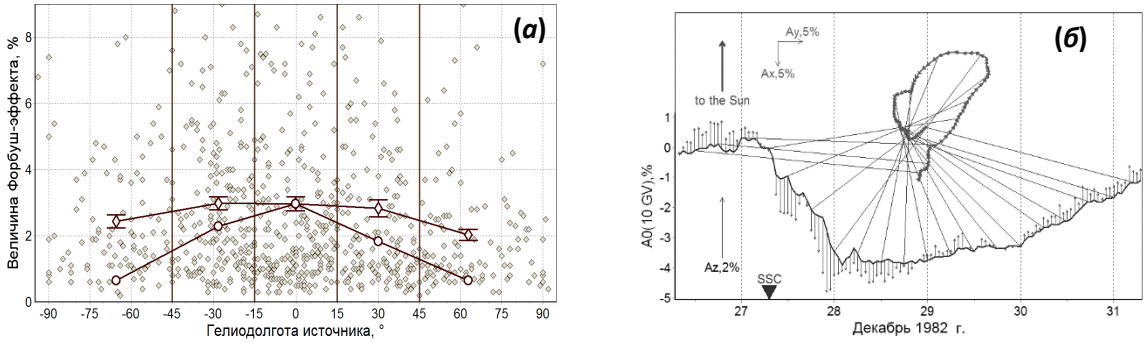


Рис. 1. Распределения величин Форбуш-эффектов в группах событий с SSC и без SSC (а); схематическое изображение средних Форбуш-эффектов в группах S и NS (б); зависимость величины Форбуш-эффектов от Ap индекса геомагнитной активности (в).

Связь параметров возмущений с гелиодолготой солнечного источника. В работе [10] было проанализировано 334 события из базы данных *FEID*, уверенно отождествленных с соответствующим солнечным источником. Все события были поделены на пять секторов.



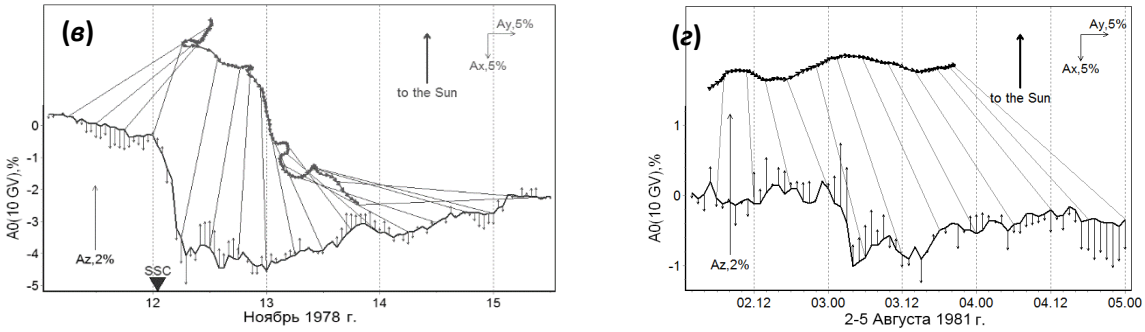


Рис. 2. Зависимость величины Форбуш-эффекта и Ap индекса геомагнитной активности от гелиодолготы солнечного источника (а); поведение плотности и векторной (суточной) анизотропии космических лучей во время Форбуш-эффекта, обусловленного: восточным источником (б), источником из области центральных гелиодолгот (в), источником из западной группы (г).

В ходе анализа было показано, что эффективность создания Форбуш-эффектов и геомагнитных бурь у источников с различной гелиодолготой различна (рис. 2*а*). Кроме того, было установлено, что, в зависимости от гелиодолготы источника возмущения межпланетной среды, поведение анизотропии галактических космических лучей существенно отличается (рис. 2*б-г*). Таким образом, имея информацию только о галактических космических лучах и умея её правильно расшифровывать, можно определить множество параметров межпланетного возмущения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ большого количества событий, позволяет получать статистические зависимости между различными параметрами, характеризующими состояние космической погоды. Это, в свою очередь, позволяет с определенной долей вероятности оценивать влияние космической погоды на объекты космического и наземного базирования. Созданная сотрудниками ИЗМИРАН база за данных транзиентных явлений в космических лучах и межпланетной среде не является единственной разработкой данной группы ученых. Существует еще ряд баз данных, которые охватывают большой временной интервал и содержат множество параметров: геомагнитных возмущений (1868-2018 гг.,103 параметра), солнечной активности (1975-2018 гг., 64 параметра), вариаций космических лучей (1957-2018 гг., 45 параметров), корональных выбросов масс (1996-2018 гг., 25 параметров), корональных дыр и т.д.

Используя эти базы данных получены статистические закономерности, которые входят в основу разработанных моделей для реализации краткосрочных, среднесрочных и долгосрочных прогнозов по каждому из направлений космической погоды. Непрерывное пополнение свежей информацией и своевременный перерасчет зависимостей между параметрами позволяет всегда держать базы и модели в актуальном состоянии. А сам результат такого анализа используется в ежедневной работе Центра прогнозов космической погоды ИЗМИРАН для обеспечения своих потребителей необходимой информацией уже 20 лет, начиная с 1998 года.

Благодарности. Работа выполнена с использованием оборудования УНУ «Сеть СКЛ». Работа частично поддержана в рамках гранта РФФИ №17-02-00508. Мы также признательны всем сотрудникам сети станций космических лучей http://cr0.izmiran.ru/ThankYou.

Список используемых источников

1. *Gaidash S.P., Belov A.V., Abunina M.A., Abunin A.A.* Space Weather Forecasting at IZMIRAN // Geomagnetism and Aeronomy. – 2017. – V.57. – №7. – P. 869-876.

2. *Белов А. В., Вилорези Дж., Дорман Л. И., Ерошенко Е. А., Левитин А. Е., Паризи М., Птицына Н. Г., Тясто М. И., Чиженков В. А., Ючии Н., Янке В.Г.* Влияние космической среды

на функционирование искусственных спутников Земли // Геомагнетизм и аэрономия. – 2004. – Т.44. – №4. – С. 502-510.

3. *Зеленый Л. М., А. А. Петрукович.* Арктика. Космическая погода // Природа. – 2015. – №9. – С.31-39.

4. *Eroshenko E., Belov A., Boteler D., Gaidash S., Lobkov S., Pirjola R., Trichtchenko L.* Effects of strong geomagnetic storms on Northern railways in Russia // Advances in Space Researchю – 2010. – V.46. – №9. – P. 1102-1110.

5. *Belov A.V., Eroshenko E.A., Yanke V.G.* Modulation Effects in 1991-1992 Years // Proc. 25th Int. Cosmic Ray Conf., Durban. – 1997. – V.1. – P. 437–440.

6. *Belov A.V., Eroshenko E.A., Yanke V.G.* Global and local indices of cosmic ray activity // Proc. 26th Int. Cosmic Ray Conf.,. Salt Lake City. – 1999. – V. 6. – P. 472–475.

7. *Абунин А.А.* Характеристики Форбуш-эффектов и их связь с солнечными, межпланетными и геомагнитными возмущениями: диссертация на соискание ученой степени кандидата физ.-мат. наук: 01.03.03 / Абунин Артем Анатольевич. – Москва. – 2014. – 155 с.

8. *Belov A., Abunin A., Eroshenko E., Abunina M. , Oleneva V., Yanke V.* Database on the Forbush-effects and interplanetary disturbances to study Earth-affecting solar transients // VarSITI Newsletter. –2017. – V.14. – P. 8-10.

9. *Абунин А.А., Абунина М.А., Белов А.В., Ерошенко Е.А., Оленева В.А., Янке В.Г.* Форбуш-эффекты с внезапным и постепенным началом // Геомагнетизм и Аэрономия. – 2012. – Т.52. – №3. – С. 313-320.

10. *Абунина М.А., Абунин А.А., Белов А.В., Ерошенко Е.А., Асипенка А.С., Оленева В.А., Янке В.Г.* Связь параметров форбуш-эффектов с гелиодолготой солнечных источников // Геомагнетизм и Аэрономия. – 2013. – Т.53. – №1. – С. 13-22.

С.В. Авакян
доктор физико-математических наук;
В.А. Гапонов
кандидат технических наук;
Г.А. Никольский;
кандидат физико-математических наук;
А.А. Соловьёв
доктор физико-математических наук
ВНЦ Государственный оптический институт имени С.И. Вавилова

ОБНАРУЖЕНИЕ ЯВЛЕНИЯ В СОЛНЕЧНО-ЗЕМНОЙ ФИЗИКЕ: «ДЕПРЕССИЯ ПОЛНОГО ПОТОКА ИЗЛУЧЕНИЯ СОЛНЦА В ПЕРИОДЫ ГЕНЕРАЦИИ РЕЛЯТИВИСТСКИХ ПРОТОНОВ СОЛНЕЧНЫХ КОСМИЧЕСКИХ ЛУЧЕЙ»

В 2016/17гг. в ВНЦ ГОИ им. С.И. Вавилова состоялось открытие нового явления в физике атмосферы Солнца и солнечно-земных связей: явление антикорреляции величины потока СКЛ на уровне земной поверхности – GLE *(Ground Level Enhancements или Ground Level Events)* и значения TSI *(Total Solar Irradiance)*. Тем самым обнаружен надёжный критерий факта появления солнечных космических лучей (СКЛ) релятивистских энергий в пространстве гелиосферы. Предложено использовать обнаруженную (с вероятностью до ~85%) антикорреляцию, в совокупности с данными прямых измерений, для прогнозирования мощных солнечных событий, в том числе в интересах обеспечения безопасности космонавтов при эксплуатации Луны, межпланетных перелётах и миссий к астероидам.

Ключевые слова: полный поток электромагнитного излучения Солнца, солнечные космические лучи, протоны релятивистских энергий, безопасность пилотируемых космических полётов.

ВВЕДЕНИЕ

Явление носит фундаментальный характер для физики Солнца и солнечно-земных связей и свидетельствует об уменьшении полного потока электромагнитного излучения Солнца в периоды ускорения в солнечной атмосфере протонов до релятивистских энергий (более ~500 МэВ). Возможность такого эффекта ранее не предполагалась. До нашей работы не было и надёжного критерия появления солнечных космических лучей (*СКЛ*) таких энергий на Земле. Это следует из анализа случаев всех 70 лет наземных наблюдений СКЛ *Ground Level Enhancements* или *Ground Level Events (GLE)* [1].

ОПИСАНИЕ ОБНАРУЖЕННОГО ЯВЛЕНИЯ

На предыдущей конференции ВКА «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» представлялись обнаруженные нами прямые эффекты в глобальном облачном покрове, сопровождающие главные проявления повышенной солнечно-геомагнитной активности: солнечные вспышки, мировые магнитные бури и мощные солнечные протонные события [2]. Наиболее неожиданным оказалась высокая степень корреляции провалов в распространённости глобальной (полной) облачности с приходом *СКЛ–GLE*.

Несколько более детальное предварительное рассмотрение обнаруженного эффекта выполнено в [3]. При этом показано, что зарегистрированный эффект проявляется почти в полтора-два раза чаще в июне-июле и сентябре-октябре (соответственно, около 25 и более 30 %), при среднегодовой вероятности за период в два месяца, равной 16,7 %.

На рис. 1 данные за 1983 – 2009 гг. по регистрации TSI сопоставлены с событиями прихода к Земле *GLE СКЛ* [1].

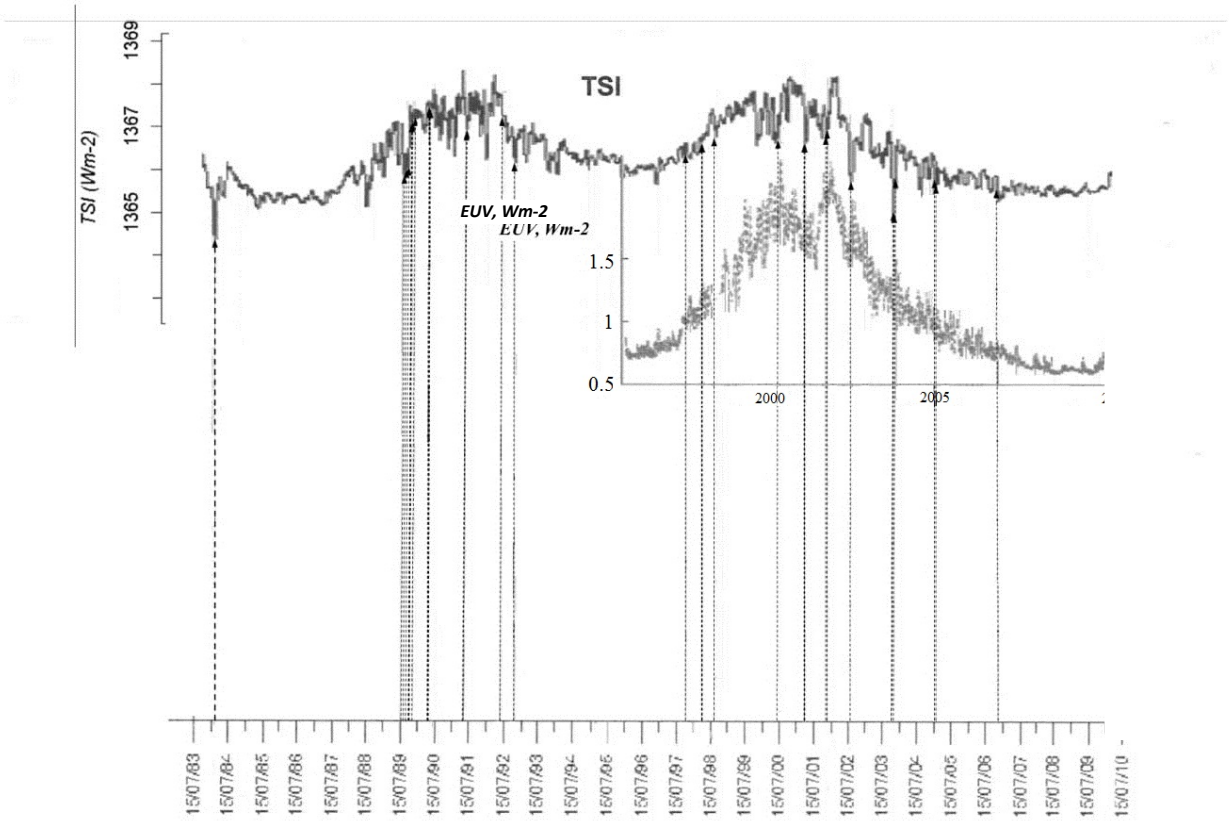


Рис. 1. TSI – Total Solar Irradiance (с месячным усреднением) [4], EUV –- поток солнечного излучения в линии 30.4 нм [5, 6]. Вертикальные стрелки – GLE-события СКЛ [1] в период дат (по шкале абсцисс) их регистрации с первой половины 1984 г. по конец 2006 года.

Обнаруживается, что около 85% зарегистрированных событий прихода к Земле релятивистских *СКЛ* приходятся на спад величины *TSI* (данные взяты из [4])**.**

Постоянно и надёжно наблюдаемые с серии спутников изменения величины *TSI* до последнего времени имели объяснения только менее чем в 90 % случаев [7**]**. Эти изменения идут на различных временных шкалах и как, правило, связываются с появлением на видимом диске Солнца тёмных пятен (групп пятен), или УФ факельных полей и флоккулов. Интересна двойственная роль солнечных пятен в вариациях *TSI* [8]. Долговременные изменения в течение цикла активности Солнца имеют тот же знак, что и изменения числа пятен: чем меньше пятен, тем меньше и *TSI.* В противоположность этому кратковременные и хорошо понятные корреляции *TSI* с прохождением пятен – противоположного знака. Эта двойственность как раз и показывает, что для объяснения изменений *TSI* недостаточно учесть влияние только активных областей атмосферы Солнца, должны существовать какие-то дополнительные компоненты влияния. В [9] показано, что наибольший вклад в изменение величины *TSI* вносят вариации УФ-излучения Солнца в области спектра от 300 до 350 нм (~ 16%) и от 350 до 400 нм (около 26 %). При этом, это излучение происходит в УФ факельных полях (флоккулах), а вот вспышечные увеличения потока мягкого рентгеновского излучения от всего диска Солнца реального вклада в изменение *TSI* не производят [7]. Имеется определённая корреляционная связь в вариациях *TSI* и самыми распространёнными индексами активности Солнца: числом солнечных пятен и потоком радиоизлучения на волне 10.7 см, но она различается для максимума и минимума активности. По [8] это указывает на существование некоего дополнительного компонента активности, не связанного прямо с рассматриваемыми индексами.

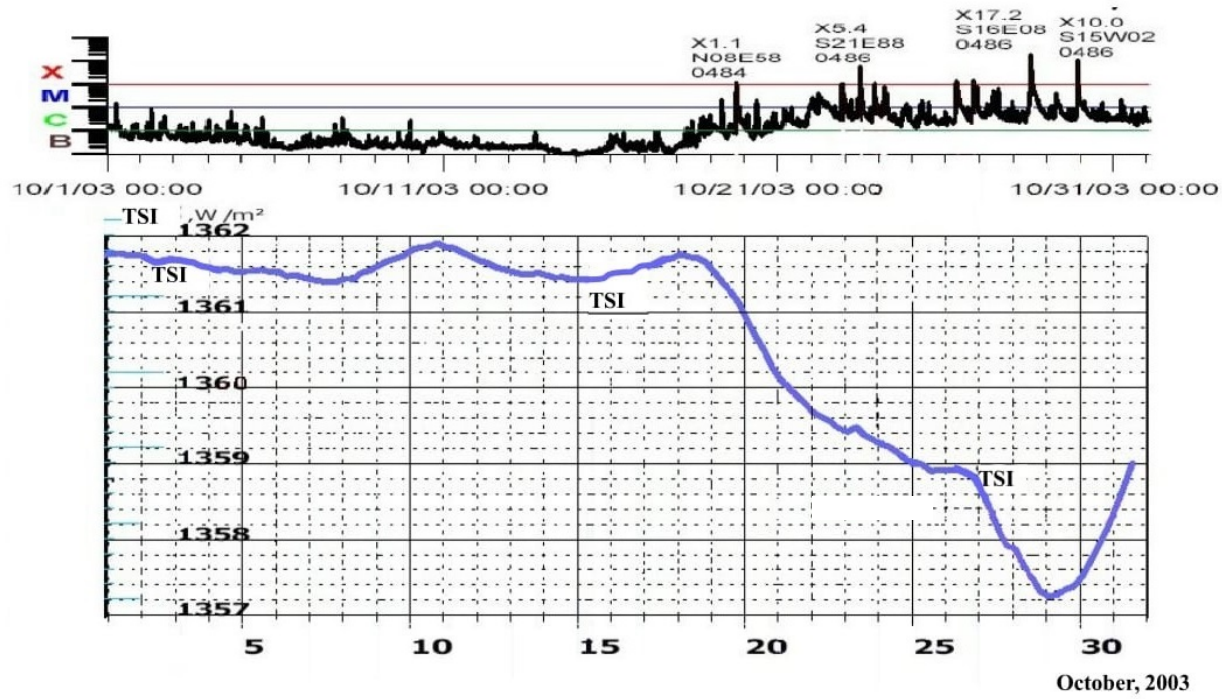


Рис. 2. Текущее изменение величины TSI – в октябре 2003 г. (голубая кривая). В верхней части рис. приведены по данным ГОЕС солнечные рентгеновские вспышки и шкала их классов X, M, C и B.

В [3] рассматривались совокупные данные по TSI и вспышечной активности Солнца в октябре 2003 года, когда наблюдались сильнейшие за последние десятилетия рентгеновские вспышки. При этом, как редчайший случай, в течение 6 суток, в том числе *28 октября в 12-20 UT и 29 октября в 00-03 UT,* Земли достигли три релятивистских потока *СКЛ*, рис. 2. Здесь, в отличие от рис. 1, использованы значения *TSI* из результатов текущих (без месячного усреднения) измерений.

Уменьшение величины *TSI* было исключительно большим (почти на 4 Вт/м^2, что составляет ~ 0.3%) и началось за 10 суток до первого события *СКЛ GLE*, рис. 2. Это начало совпало с первыми вспышечными возрастаниями потока мягкого рентгеновского излучения 18 октября. Депрессия *TSI* шла не очень монотонно, но непрерывно до абсолютного минимума в период между первым и вторым событиями *GLE* (28 и 29 октября). Монотонность слегка нарушалась (с замедлением падения *TSI*) с появлением новых рентгеновских вспышек. Как правило, уменьшения величины *TSI* в периоды наблюдения *GLE* сопровождались падением потока в самой интенсивной линии EUV спектра Солнца HeII с длиной волны 30.4 нм, рис.1, (по данным космических экспериментов SOHO/SEM - SDO/SolACES о вариациях потока излучения Солнца в диапазоне длин волн 26 - 34 нм [5, 6]. Это уменьшение потока солнечного EUV, указывающее, по-видимому, на общую депрессию всего УФ-участка спектра Солнца, полностью согласуется с выводами [8], что сравнительно кратковременные изменения величины *TSI*, как правило, связываются с появлением на видимом диске Солнца тёмных пятен, УФ факельных полей и флоккулов.

В [8] на стр. 143-144 указано, что один из соавторов статьи (Г. А. Никольский), вместе с К.Я. Кондратьевым, выполнили (с 1961 г.) исторически первые прямые измерения солнечной постоянной вне тропосферы. Эти измерения сопровождались, ввиду их сложности и наложением эффектов серии ядерных испытаний в атмосфере, и значительными калибровочными погрешностями, в сумме достигшими почти 2%. Но, начиная со спутника «Нимбус-7» (1978 г.), измерения солнечной постоянной выполнялись уже с точностью в десятую долю процентов (и лучше [8], стр. 147).

Относительно возможного механизма, обеспечивающего связь *СКЛ GLE* с депрессией TSI следует отметить, что ещё в [10], при анализе причин высокой вероятности появления высокотемпературных рентгеновских вспышек (по данным мониторинга на КА GOES), в том числе, сопровождающихся генерацией релятивистских протонов, на восточном и западном краях лимба Солнца, обращено внимание (p.109), что: «Очевидно, высокотемпературные вспышки происходят вблизи видимого лимба, что предполагает сильную термическую стратификацию вспышечной плазмы, демонстрируемую в лимбовой картине так что даже на видимом диске около лимба нижние более холодные области плазмы частично затемнены». Возможно, именно это даёт депрессию величины *TSI* (из-за сокращения видимой наблюдателю на орбите Земли (как бы «сбоку» - с тонкого края) площади факельных полей), но позволяет в слоях плазмы разряжённой солнечной атмосферы легче разгоняться протонам до релятивистских скоростей, да и выходить из этой атмосферы (вдоль таких слоёв) с меньшими потерями на поглощение [11].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Фундаментальное значение данного открытия состоит в его важности для развития физики звёздной и солнечной активности, физики солнечно-земных связей (включая погодно-климатические и биосферные явления). Предлагается использовать обнаруженную антикорреляцию для текущего прогнозирования мощных солнечных событий, в том числе в интересах обеспечения безопасности космонавтов при эксплуатации Луны, межпланетных перелётах и миссий к астероидам. Интересны и перспективы по учёту воздействия потоков релятивистских протонов СКЛ на экипажи и пассажиров самолётов на высокоширотных трассах, а также население приполярных районов, особенно в связи с расширением в следующие три десятилетия зоны полярной шапки на территорию Сибири из-за прогнозируемого смещения магнитного полюса к Новосибирским островам. Полярная шапка - зона свободного поступления протонов СКЛ, целиком окажется в Российском секторе Арктики, см. карту предполагаемого расположения аврорального овала и полярной шапки к 2050 г. [12], с.33. При этом озеро Байкал к примеру, будет находиться посреди зоны полярных сияний.

Исследованиями [13] показано, что наряду с влиянием возмущений геомагнитного поля, нуклонная компонента вторичных космических лучей управляет функциональным состоянием биосистем, включая кровь, через влияние на ядерный компонент клетки, а также на иммунные, психологические и адаптационные аспекты в организме человека.

Список используемых источников

1. Мирошниченко Л.И., Вашенюк Э.В., Перес-Пераса Х.А. Солнечные космические лучи: 70 лет наземных наблюдений // Геомагнетизм и аэрономия. – 2013. – Т.53. - №5. – С. 579-600.
2. Авакян С.В., Кавтрев С.С., Гапонов В.А. Солнечный контроль за глобальной облачностью // Материалы Всерос. науч. конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды», ВКА им. А.Ф. Можайского. г. Санкт-Петербург. – 2016. – С. 162-168.
3. Avakyan S.V., Voronin N.A., Nicol'skii G.A., Response of atmospheric pressure and temperature to the Solar events in October 2003 // Geomagnetism and Aeronomy. - 2015. – V. 55. – C. 1180-1185.
4. Fröhlich C. Total solar irradiance observations // Surveys in Geophysics.- 2012. – V. 33. - P. 453-473.
5. Wieman S., Didkovsky L., Judge D., Resolving Differences in Absolute Irradiance Measurements Between the SOHO/CELIAS/SEM and the SDO/EVE // Solar Physics. – 2014. – V. 289. – C. 2907- 2925.
6. Schmidtke G., Avakyan S. V., Berdermann J., et al. Where goes the termospheric Ionospheric Geospheric Research (TIGER) Program do? // Advances in Space Research. – 2015. – V. 56. – P.

1547-1577.

7. Oncica A., Popescu M.D., Mierla M., Marus G., Do flares cout for the variation of total Solar irradiance? // Proc.10th. Europ. Solar Phys. Meeting. “Solar variability: from core to outer frontiers”, Prague, Czech Rep., 9-14 Sept. – 2002. - ESA SP-506. December 2002.

8. Макарова Е.А., Харитонов А.В., Казачевская Т.В.. Поток солнечного излучения, М.: Наука, Физматгиз. – 1991. - 327 с.

9. Krivova N.A., Solanki S.K. Models of Solar irradiance variations: current status // J. Astrophys. Astronom. – 2008. – V.29. - С. 151-158.

10. H.A. Garcia, P.S. McIntosh, High-temperature flares observed in broadband soft X-rays // Solar Physics. – 1992.- V. 141. - С. 109-126.

11. Avakyan S.V., Gaponov V.A., Nicol’skii G.A., Solov’ev A.A., Possibilities of the forecast of generation of the high energy solar protons for the safety of Mars mission // Acta Astronautica. – 2017. – V. 135. - N 1. С. 187-191.

12. Авакян С.В., Воронин Н.А. Роль космических факторов в энергетической и экологической безопасности //Академия энергетики. – 2011. - №6 (44). – С. 28-35.

13. Белишева Н.К. Значение вариаций геокосмических агентов для состояния биосистем / Автореферат дисс…доктора биолог. наук, СПб.: СПбГУ. - 2005.

А.Х. Аджиев*;
М.Ю. Беккиев*;
А.С. Болдырев**;
В.А. Кузьмин*
* Высокогорный геофизический институт, г. Нальчик
** Южный федеральный университет, г. Таганрог

ИССЛЕДОВАНИЕ УСЛОВИЙ РАЗВИТИЯ ГРОЗОВЫХ ЯВЛЕНИЙ И РАЗРАБОТКА РЕКОМЕНДАЦИЙ ПО ОБЕСПЕЧЕНИЮ БЕЗОПАСНОСТИ ПОЛЕТОВ АВИАЦИИ

Предложена методология оповещения о грозовой опасности, основанная на измерениях напряженности электрического поля атмосферы и данных о молниевой активности. По регистрациям у поверхности земли градиента потенциала электрического поля атмосферы можно судить о подготовленности условий в облаке для развитии разрядов молний. В частности, если фиксируемые градиенты не превышают абсолютных значений от -0,2 до + 0,2кВ/м., то в облаке молнии не фиксируются. При значениях градиента от -0,2кВ/м. и менее и при + 0,2кВ/м. и более следует ожидать облачные молниевые разряды, при их значениях от – 2кВ/м. и мене и при +2кВ/м. и больше наземные молнии.

Ключевые слова: напряжённость электрического поля, молнии, гроза, грозопеленгатор, авиация, плотность разрядов на землю в год.

ВВЕДЕНИЕ

Средние широты Росси в силу своего географического положения имеют высокую активность грозовой деятельности до 200-250 дней с грозой [1]. Плотность разрядов на землю в год может составлять более 5 разрядов/км^2.

Такая высокая молниевая активность представляет проблемы электромагнитной совместимости, а также в хозяйственной деятельности. К примеру, авиация, связь, система электроснабжения и другие сферы жизнедеятельности испытывают негативное воздействие грозовых явлений.

Существуют системы локализации гроз, основанные на информации о молниях «облако-земля»[1-4], другие используют данные о полной молниевой активности [5, 6]. Часто информацию о напряженности электрического поля атмосферы включают в технологию предупреждения о грозах [7]. Для этих целей также используется радиолокационная и спутниковая информация [8, 9].

Совершенствование методов комплексного мониторинга грозовых процессов предполагает наращивание геофизических исследований, создание стационарных и мобильных пунктов наблюдений. Правильная организация молниезащитных мероприятий и своевременное обнаружение местоположения опасного явления во многих случаях позволяет избежать ущерба или существенно снизить его. Настоящая работа посвящена разработке методики предупреждения грозовой опасности, основанная на интегрированной информации значений напряженности электрического поля атмосферы в пункте мониторинга и данных о молниевой активности. В качестве возможной области использования предлагаемой методики рассматривается авиация.

МЕТОДОЛОГИЯ ОПОВЕЩЕНИЯ О ГРОЗОВОЙ ОПАСНОСТИ

Созданы несколько международных стандартов систем грозового оповещения для авиации.

В частности Европейский Комитет Электротехнической Стандартизации – CENELEC (European Committee for Electro technical Standardization) опубликовал стандарт EN50536 [10] – Защита от молний – Система грозового оповещения (Protection Against Lightning– Thunderstorm Warning Systems). Цель стандарта заключается в предоставлении информации о характеристиках системы грозового предупреждения и информации для оценки полезности данных о молниях в режиме реального времени и/или данных о штормовой электрификации с целью реализации мер по предотвращению молниевой опасности.

В России действует нормативный документ [11] в котором регламентированы действия по метеорологическому обеспечению гражданской авиации. Увеличение интенсивности воздушных перевозок и частоты возникновения опасных метеорологических явлений, связанных с конвективной облачностью, наблюдающееся в последние годы, делает актуальной задачу создания системы оперативного мониторинга за их развитием по трассе движения воздушных судов.

Об особой уязвимости авиации от воздействия грозовых явлений свидетельствует ряд актуальных публикаций [12, 13]. Исходя из проведенного в этих работах анализа, делается вывод о необходимости разработки новых технологий грозового оповещения.

При организации предупреждений о грозах за рубежом реализована методология «метод двух зон».

Метод двух зон, представлен M.J. Murphy и другими в работах [3-4]. Этот метод определяет две концентрические зоны у географической точки, именуемой «Точка Интереса» (Point of Interest - PI). Первая зона, которая окружает PI, называется Зона Касания (Area of Concern - AOC). На территории этой зоны сосредоточены высоко уязвимые любым разрядом молнии, объекты, в частности система посадки самолетов, хранилища топлива и др. Примерами такой зоны являются аэропорт, ракетно – пусковой комплекс, крупный нефтеналивной танкер и др. Второй район или Зона Оповещения (Warning Area - WA) окружает Зону Касания (AOC). Когда атмосферная активность возникает около второй зоны, должен быть запущен режим грозового оповещения и должны начаться меры предупреждения. В данной работе реализован аналогичный подход для мониторинга и оповещении о грозовых явлениях. В отличие от зарубежного аналога предлагается использовать и данные о молниевой активности. Рис. 1 показывает схему реализации метода двух зон, реализуемый в данной работе для мониторинга и оповещения о грозовой опасности.

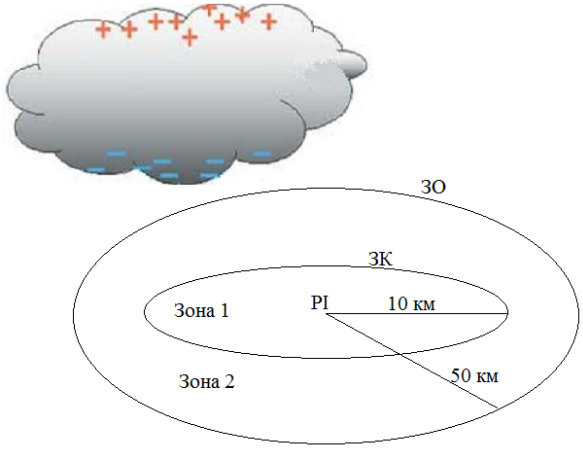


Рис.1. Двух зонный мониторинг грозовой опасности. PI - точка Интереса; ЗК - Зона Касания; ЗО – границы зоны ответственности.

Размер и масштаб ЗК - Зоны Касания и ЗО – границы зоны ответственности должны быть выбраны в зависимости от эффективности определения координат молний, точности локализации системы детектирования электрического поля и масштаба цели. В данной работе предложена технология оповещения «двух зон» на основе выходных данных измерителя напряженности электрического поля атмосферы и регистратора разрядов молний. Данные измерителя напряженности электрического поля в точке PI и информация, полученная грозопеленгационной сетью, позволяет создавать мульти критерии для запуска системы предупреждения для «Зоны 1».

Методика валидации прогнозов и предупреждения грозовой опасности, основанная на использовании измерителей напряженности электрического поля (градиента потенциала) атмосферы EFM550 [14] и грозорегистрационной сети типа LS8000 [5] могут существенно повысить безопасность работы аэропортов. Она применима и при использовании их аналогов.

Следует отметить, что в настоящее время грозопеленгационная сеть Росгидромета с датчиками LS8000 покрывают практически всю Европейскую часть России.

Исходя из тактика – технических характеристик вышеуказанной аппаратуры предлагается радиус первой зоны в 10 км и второй зоны – 50 км. Измеритель напряженности электрического поля (градиента потенциала электрического поля) устанавливается в центре зон контроля (точка PI на рис. 1). При этом EFM550 с большей точностью отображает электрические измерения в атмосфере в области зоны 1. А в зоне 2 имеет место реакция на электрические процессы в атмосфере.

Было выполнено значительное количество совместных исследований градиента потенциала и молниевой активности [15].

Исходя из проведенных исследований и выявленных критических значений напряженности электрического поля атмосферы нами сформулирована методология предупреждения грозовой опасности на основе мониторинга указанных характеристик. Предлагаемая методология предупреждения грозовой опасности представлена в табл. 1. В таблице приведены характерные значения E и информация грозопеленгационной сети для оценки грозоопасности в «Зоне 1».

Таблица 1

Характерные значения E и информация о молниевой активности для оценки грозоопасности в «Зоне 1».

Значение E в точке PI	0<E<200 (В/м)	-200<E<200 (В/м)	-400<E<400 (В/м)	|E|>400 (В/м)
Грозовая деятельность в «Зоне 2»	0	Разряды: облачные - да наземные - нет	Разряды: облачные - да наземные - да	Разряды: облачные - да наземные - да
Грозовая деятельность в «Зоне 1»	0	маловероятно	Разряды: облачные - да наземные - нет	Разряды: облачные - да наземные - да
Дополнительные характеристики	–	$\frac{dE}{dt} > 0$	$\frac{dN_0}{dt} > 0$	$\frac{dN_н}{dt} > 0$
Оценка грозоопасности в «Зоне 1»	**Не опасно**	**Не опасно**	**Слабая опасность**	**Высокая опасность**

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По регистрациям у поверхности земли градиента потенциала электрического поля атмосферы можно судить о подготовленности условий в облаке для развитии разрядов молний. В частности, если фиксируемые градиенты не превышают абсолютных значений от -0,2 до + 0,2кВ/м., то в облаке молнии не фиксируются. При значениях градиента от -0,2кВ/м. и менее и при + 0,2кВ/м. и более следует ожидать облачные молниевые разряды, при их значениях от – 2кВ/м. и мене и при +2кВ/м. и больше наземные молнии. С ростом абсолютных значений градиента потенциала электрического поля атмосферы в начале имеет место разряды отрицательной полярности, при дальнейшем росте градиента при значениях больше (меньше) + 3кВ/м. (- 3кВ/м.) фиксируются наряду с облачными и отрицательными и положительные молниевые разряды. Указанные закономерности можно использовать для мониторинга грозовых явлений над особо важными молнии зависимыми объектами.

Список используемых источников

1. *Аджиев А.Х., Богаченко Е.М.* Грозы Северного Кавказа. Нальчик, 2011. 152 с.

2. *J. Inampues, D. Aranguren, H. Torres, J. Montanya, I. Santoyo, E. Olarte and C. Younes*, “Analysis of lightning forecasts in Colombia based on the lightning detection detwork data, ” X International Symposium on Lightning Protection – X SIPDA, Curitiba, Brasil: SIPDA, 2009.

3. *M.J. Murphy*, “Probabilistic early warning of cloud – to – ground lightning at an airport,” 16th Conference on Probability and Statistics in the Atmospheric Sciences, Orlando, Florida: 2002.

4. *N.C. Clements*, “The warning time for cloud – to – ground lightning in isolated, ordinary thunderstorms over Houston, Texas,” Master study: Texas A&M University, 2007.

5. *Аджиев А.Х., Тапасханов В.О., Стасенко В.Н.* Система грозопеленгации на Северном Кавказе// Метеорология и гидрологи. - №1. -2013г. - С.5-11.

6. *M.J. Murphy and N. Demetriades*, “The role of total lightning in thunderstorm nowcasting,” Symposium on Planning, Nowcasting and Forecasting in the Urban Zone, Tucson, Arisona, USA: VAISALA Inc, 2005.

7. *J. Lopez, E. Perez, J. Herrera, D. Aranguren and L. Porras*, “Thunderstorm warning alarms methodology using electric field mills and lightning location networks in mountainous regions,” International Conference on Lightning Protection (ICLP), Vienna, Austria, 2012

8. *Гашина С.Б., Дивинская Б.Ш., Сальман Е.М.* Методика использования и результаты проверки численного радиолокационного критерия грозоопасных облаков. Труды ГГО, 1968 , вып 231, С.24-29.

9. *Алексеева А.А., Бухаров М.В.* Спутниковый диагноз гроз по синхронной информации радиометров микроволнового и инфракрасного диапазонов. // Метеорология и гидрология. 2005. - № 6. - С.30-39.

10. EN50536. “Protection against lightning. Thunderstorm warning systems”. European Committee for Electrotechnical Standardization, 2010.

11. Наставление по метеорологическому обеспечению гражданской авиации (НМОГА-73). – Гидрометеоиздат, 1973.-137 с.

12. ACRP Report 8. “Lightning – Warning Systems for Use by Airports”. Airport Cooperative Research Program, Federal Aviation Administration, USA, 2008.

13. *M.A. Uman, V.A. Rakov* The interaction of lightning with airborne vehicles Progress in Aerospace Sciences 39 (2003) 61–81

14. Измеритель электрического поля EFM550/ Руководство пользователя http://www.vaisala.com.2004.

15. Михайловский Ю.П., Синькевич А.А., Аджиев А.Х. и др. Исследование развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облако// Метеорология и гидрология. - №6. – 2017. - С. 31-44.

А.А. Азбукин*;
А.Я. Богушевич**
кандидат физико-математических наук;
В.П. Лукин***
доктор физико-математических наук;
В.В. Носов***
доктор физико-математических наук;
Е.В. Носов***;
А.В. Торгаев***
кандидат физико-математических наук
* ООО «Сибаналитприбор»
** Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН
*** Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН

АППАРАТНО-ПРОГРАММНЫЙ КОМПЛЕКС ДЛЯ РЕГИСТРАЦИИ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫХ АТМОСФЕРНЫХ ТУРБУЛЕНТНЫХ МЕТЕОПОЛЕЙ

Создан новый аппаратно-программный комплекс АМК-03-4, отличительной особенностью которого от подобных измерителей параметров турбулентной атмосферы является то, что он состоит из четырех идентичных ультразвуковых термоанемометров. Конструкция комплекса позволяет не только регистрировать характеристики турбулентности, но и статистические характеристики пространственных производных турбулентных пульсаций температуры и ортогональных компонент скорости ветра вдоль каждой из осей декартовой системы координат. Это позволяет исследовать пространственно-временную структуру турбулентных метеополей приземного слоя атмосферы для последующих применений в теории подобия и изучения турбулентных когерентных структур. Кроме того, улучшен применяемый в ультразвуковых термоанемометрах стандартный алгоритм вычисления структурных характеристик флуктуаций температуры и скорости ветра, что позволило значительно снизить погрешности их измерения.

Ключевые слова: турбулентность, ультразвуковой термоанемометр, пространственные производные.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия для исследований и измерений метеорологических и турбулентных характеристик атмосферы в приземном слое атмосферы все более широко используются ультразвуковые термоанемометры различных конструкций. Известными основными преимуществами ультразвуковых термоанемометров являются их способность измерять мгновенные значения измеряемых характеристик турбулентной атмосферы с большими частотами снятия отсчетов (до 100 Гц и более), практическое отсутствие внесения искажений в измеряемые воздушные потоки из-за деталей собственной конструкции, получение большого объема данных измеряемых и рассчитываемых параметров в реальном времени. В данной работе описан созданный в рамках сотрудничества между ИОА СО РАН и ИМКЭС СО РАН принципиально новый автономный метеорологический комплекс АМК-03-4 для исследования свойств приземной турбулентной атмосферы.

КОНСТРУКЦИЯ И ПРОГРАММНОЕ ОБЕСПЕЧЕНИЕ КОМПЛЕКСА

В комплексе реализуются ультразвуковые измерения турбулентных флуктуаций температуры и компонент скорости ветра одновременно в четырех пространственно разнесенных областях атмосферного воздуха (области разнесены на 30-35 см в ортогональных направлениях). Каждая из этих областей измерений имеет диаметр около 7 см и соответствует своему ультразвуковому термоанемометру, размещенному на специальной монтажной конструкции, закрепленной на метеомачте, которая фиксирует местоположение и ориентацию четырех термоанемометров. Новый комплекс АМК-03-4 (рис. 1) оценивает не только стандартные параметры атмосферной турбулентности в каждой из областей измерений в отдельности, но и статистические характеристики мгновенных пространственных производных турбулентных пульсаций вдоль каждой из осей декартовой системы координат.

Это позволяет исследовать пространственно-временную структуру турбулентных метеополей для последующих применений в теории подобия и изучения турбулентных когерентных структур.

В комплексе используются новые ультразвуковые термоанемометры УГИ-75, являющиеся малогабаритной модификацией термоанемометров, применяемых в серийно выпускаемых

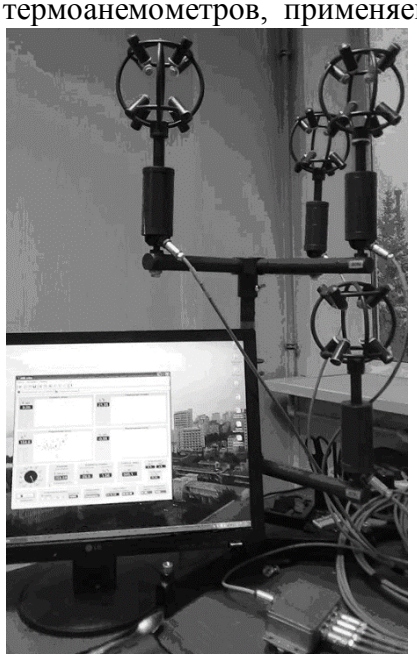


Рис. 1. Автономный метеорологический комплекс АМК-03-4

метеостанциях АМК-03 [1-5]. Принцип действия этих приборов заключается в измерении групповых скоростей ультразвука в четырех различных направлениях между парами акустических датчиков, закрепленных на измерительной головке. Конструкция последней представляет собой поперечные друг к другу два одинаковых металлических кольца (радиусом около 12 см) с общим центром. Кольца, в точке их пересечения, прикреплены к верхней стороне цилиндрического корпуса с электронными платами радиусом около 2,1 см и длиной около 10 см, т.е. размеры УГИ-75 примерно вдвое меньше, чем в термоанемометрах, используемых для серийных метеостанций АМК-03 [1-5]. В состав комплекса также входит специально разработанный контроллер, который собирает со всех четырех термоанемометров УГИ-75 первичные данные их измерений и формирует из них объединенные информационные пакеты, пересылаемые в компьютер с частотой повторения 80 Гц.

Разработанное для комплекса программное обеспечение «AMK-rotor» (рис. 2) выполняет считывание измеренных данных из указанных информационных пакетов для 4-х пространственных областей, вычисляет мгновенные значения метеорологических параметров турбулентной атмосферы и их мгновенные пространственные производные, выполняет их статистическую обработку на выбранном временном интервале (от 1 до 20 минут). Все результаты работы программы автоматически сохраняются на жестком диске в виде файлов различного типа, данные из которых можно импортировать другими программами, часто применяемыми в научных исследованиях.

Для каждой из четырех областей измерений, определяемых местоположением ультразвуковых термоанемометров, в комплексе АМК-03-4 с частотой выдачи его данных 80 Гц оцениваются мгновенные значения 6-и случайных метеорологических параметров. К ним относятся не только температура воздуха и ортогональные компоненты вектора скорости ветра, вычисляемые из измеренных времен распространения звука между парами акустических датчиков, но и атмосферного давления и относительной влажности воздуха. Они сохраняются в оперативной памяти компьютера за временной интервал, равный установленному времени усреднения, отсчитываемый назад от момента поступления последнего информационного пакета из устройства. Т.е. всегда имеются массивы мгновенных

значений метеорологических параметров с большим количеством их элементов (при усреднении за 10 минут равном 48000). Программное обеспечение в заданные оператором сроки наблюдений и их периодичностью во времени вычисляет из этих массивов средние значения метеорологических параметров и другие их статистические моменты, а также стандартные числовые характеристики атмосферной турбулентности, автоматически сохраняя полученные результаты в текстовых файлах. К основным рассчитываемым характеристикам турбулентности здесь относятся потоки тепла и импульса, масштаб и число Монина-Обухова, структурные характеристики флуктуаций температуры C_T^2 (град^2 см$^{-2/3}$), продольной составляющей скорости ветра C_V^2 ((м/с)^2 см$^{-2/3}$), акустического показателя преломления C_{na}^2 (м$^{-2/3}$), оптического показателя преломления C_n^2 (см$^{-2/3}$).

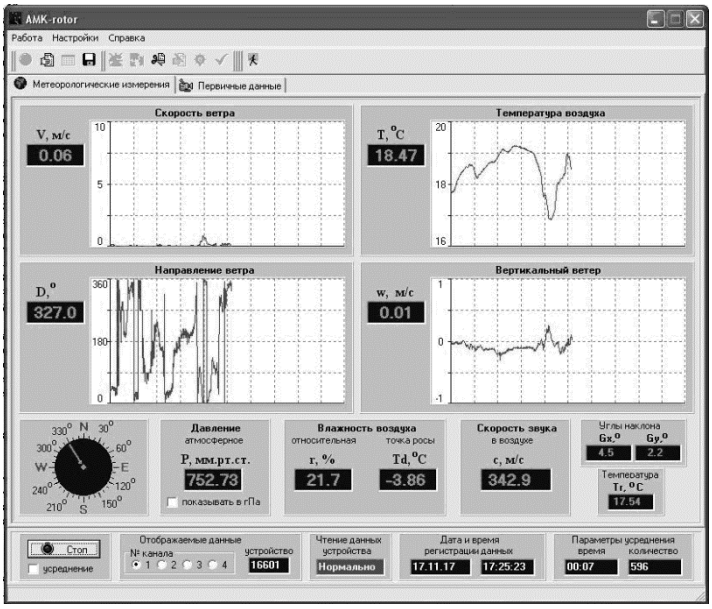


Рис. 2. Главное окно программы «AMK-rotor»

Основным отличием комплекса АМК-03-4 от серийно выпускаемой метеостанции АМК-03 и подобных для нее устройств является появившаяся возможность регистрации статистических характеристик мгновенных пространственных производных турбулентных пульсаций температуры и ортогональных компонент скорости ветра, а также производных давления и относительной влажности.

АЛГОРИТМ РЕГИСТРАЦИИ СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТУРБУЛЕНТНЫХ ФЛУКТУАЦИЙ

В новом ультразвуковом комплексе АМК-03-4 также построен более совершенный по сравнению с обычно применяемым в ультразвуковой измерительной аппаратуре для исследования турбулентных свойств приземной атмосферы (например, см. [1-5]) алгоритм вычисления структурных характеристик флуктуаций температуры C_T^2, показателя преломления C_n^2 и скорости ветра C_V^2. Отличие алгоритма заключается в реализации более точного выбора аргумента (временного разноса τ) для структурных функций, например, для временной структурной функции флуктуаций температуры. Временная D' и пространственная D структурные функции связаны в силу замороженности равенством $D'_T(\tau) = D_T(v\tau) = C_T^2\tau^{2/3}$ ($C_T^2 = D'_T(\tau)/(v\tau)^{2/3}$) ($D'_T(\tau) = \langle[T(t+\tau) - T(t)]^2\rangle$, v – средняя скорость ветра) [6, 7]. Величина разноса τ должна обеспечивать уверенное попадание аргумента структурной функции в область применения «2/3» асимптотики структурной функции для колмогоровской турбулентности. Для этого разнос τ должен быть таким, чтобы выполнялось условие $(v\tau) \gg l_{0T}$ (или $\tau \gg l_{0T}/v$, l_{0T} – температурный внутренний масштаб турбулентности), поскольку при меньших масштабах оцениваемой турбулентности наблюдается иное поведение структурной

функции (D'_T (τ) ~ τ^2 [6, 7]). Это условие для данных, полученных в измерениях ультразвуковыми системами с высокой частотой снятия отсчетов $f_{изм}$, может быть не выполнено. Временной интервал между двумя соседними измерениями $\Delta t = 1/f_{изм}$ часто оказывается меньше величины оптимального для попадания в инерционный интервал разноса $\tau = N\,\Delta t$, что приводит к значительным погрешностям измерений. Как показали расчеты, для выполнения условия (V τ) $\gg$ l_{0T} значение структурной характеристики флуктуаций температуры C_T^2, следует вычислять по формуле

$$C_T^2 = 0.19734\ (n_{гр}/N)^{2/3} < [T(t + N\,\Delta t) - T(t)\ ]^2 >,$$

где $n_{гр} = 0.11407$м ($f_{изм}$ / V), N – целое число, которое является ближайшим целым числом, превышающим вещественное число $n_{гр}$ (или равным $n_{гр}$, если $n_{гр}$ оказывается целым числом). Учет в в алгоритмах расчета комплекса АМК-03-4 данной формулы (и аналогичной для C_n^2, C_V^2) приводит к более точным измерениям значений структурных характеристик C_T^2, C_n^2, C_V^2 с погрешностью обычно не превышающей 10%.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Создан новый комплекс АМК-03-4, позволяющий, кроме стандартных для ультразвуковых термоанемометров параметров, измерять статистические характеристики мгновенных пространственных производных турбулентных пульсаций.
2. Улучшен алгоритм вычисления структурных характеристик турбулентных флуктуаций, что уменьшило погрешности их оценивания.

Список используемых источников

1. *Азбукин А.А., Богушевич А.Я., Кобзев А.А. и др.* Автоматические метеостанции АМК-03 и их модификации // Датчики и системы. 2012. № 3. С. 47-52.
2. *Богушевич А.Я.* Ультразвуковые методы оценивания метеорологических и турбулентных параметров атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 170-174.
3. *Богушевич А.Я.* Программное обеспечение ультразвуковых метеостанций для целей исследования атмосферной турбулентности // Оптика атмосферы и океана. 1999. Т. 12. № 2. С. 175-180.
4. *Антошкин Л.В., Емалеев О.Н., Лукин В.П., Суконкина В.М., Хацко В.В., Янков А.П.* Аппаратура для метеорологических исследований в атмосфере // Приборы и техника эксперимента. 1986. № 3. С.240-241.
5. *Носов В.В., Емалеев О.Н., Лукин В.П., Носов Е.В.* Полуэмпирические гипотезы теории турбулентности в анизотропном пограничном слое // Оптика атмосферы и океана. 2005. Т. 18. № 10. С. 845-862.
6. *Татарский В.И.* Распространение волн в турбулентной атмосфере. – М.: Наука, 1967, 548 с.
7. *Монин А. С., Яглом А. М.* Статистическая гидромеханика. Т.1. – М.: Наука, 1967, 696 с.; Т.2. – С.-Пб: Гидрометеоиздат, 1996, 742 с.

В.Я. Александров,
кандидат географических наук;
К.И. Мальчонкова;
А.И. Жильчук
РГГМУ, г. Санкт-Петербург

ЭКСПЛУАТАЦИЯ СНЕЖНО-ЛЕДОВЫХ АЭРОДРОМОВ И ОСОБЕННОСТИ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПОЛЕТОВ В ПОЛЯРНЫХ РАЙОНАХ

Чтобы обеспечить наше Заполярье воздушным транспортом подготавливаются снежные и ледовые аэродромы. При этом на снежных аэродромах существует нормативное ограничение толщины снежного покрова - только 10 см, несмотря на то, что несущая способность таких аэродромов обеспечивается нижележащим мерзлым грунтом.

При создании снежно-ледовых ВПП в Центральном Полярном бассейне (ЦПБ) необходимо учитывать следующие задачи:

- оценка физико-механических свойств морского льда с учетом специфики динамического и статического воздействия тяжелых самолетных нагрузок;
- оценка несущей способности морских ледяных и снеголедяных покрытий;

Основными требованиями к ледяным полям являются:

- достаточность площади льдины для размещения самолетов, жилых помещений, складов и других объектов, необходимых для обеспечения авиации (с учетом их рассредоточения);
- необходимая толщина льда, которая воспринимала бы нагрузки, воздействующие на него при базировании воздушных судов;
- ровность ледяного поля, обеспечивающая минимальные трудозатраты при подготовке ВПП;
- возможность быстрого переруливания самолетов на новое место при разломах льдины и торошении.

Уплотнение снега на аэродроме проводится с первых дней его выпадения до конца зимы. Взлетно-посадочные полосы со снежным покрытием уплотняются до тех пор, пока температура воздуха позволяет обеспечивать необходимую прочность покрытия. Объективным показателем прочности снежного покрытия на уплотненной ВПП служит глубина колеи, оставляемой от прохода колес самолетов на поверхности покрытия. Нормальной считается глубина не более 3 см.

При послойном уплотнении толщина каждого слоя должна быть не более 20 см (при таком условии удается довести плотность снега до 0,6 г/см³). Несущая способность покрытия является достаточной , в том числе и в периоды кратковременных оттепелей (при температуре в верхних слоях покрытия до 0°) только при равномерной плотности не менее 0,6 г/см³ [1,2,4].

Основными факторами, влияющими на состояние снежно-ледовых аэродромов являются:

- продолжительность холодного периода года;
- температуры воздуха и снега;
- продолжительность периодов с сильными ветрами и метелями;
- наличие полярного дня и полярной ночи;
- высокие значения солнечной радиации.

Основные эксплуатационные показатели снежно-ледовых аэродромов – сроки образования и разрушения сплошного ледяного покрова (если аэродромы создаются на льду северных пресноводных водоемов). Определяются следующие характеристики:

- толщина и трещиноватость льда;
- высота снежного покрова на поверхности льда;
- температура воздуха и воды.

Эти показатели зависят от водно-теплового режима водоема и метеорологического режима района расположения аэродрома. Начало формирования ледового покрова, как правило,

совпадает с устойчивым переходом среднесуточных температур воздуха через 0° в сторону отрицательных значений. На образование льда также влияют ветер, скорость течения и глубина водоема [4].

Важнейшим показателем состояния ледовых аэродромов является толщина льда Нл. При отсутствии снега на поверхности льда его толщина оценивается по формуле

$$Нл = 3,7\sqrt{Тл}\ , \quad (1)$$

где Нл – толщина льда (см); Тл – среднесуточная температура льда, °С.

Формула (1) достаточно надежно описывает толщину льда, если она не превышает 8 – 10 см

Эксплуатационное содержание снежно-ледовых аэродромов заключается в следующем:

- обеспечение достаточной несущей способности снежно-ледяного покрытия на летном поле и подъездных путях;
- поддержка необходимой ровности поверхности ледяного покрова и защитного снегового слоя;
- обеспечение безопасности работы аэродромной техники;
- ликвидация образующихся трещин, промоин и других неровностей;
- обеспечение мероприятий по продлению сроков эксплуатации в период, предшествующий таянию.

Одним из основных показателей прочности ледовых аэродромов является температура льда. Понижение температуры льда сопровождается ростом его сопротивления на сжатие и изгиб. Повышение температуры льда выше -1, -2 °С приводит к резкому снижению его прочности, лед приобретает свойства пластического тела. Для безопасности взлета и посадки самолетов весом 10 т необходимо, чтобы толщина речного (озерного) льда была не менее 40 см, а морского – 58 см зимой и 95 см - летом.

Для усиления льда и его выравнивания применяется метод послойного намораживания наливного льда. Продолжительность образования наливного льда рассчитывается по формуле

$$Тл = 790h / Тв, \quad (2)$$

Где h – толщина слоя воды (см), налитой на лед; Тв – температура воздуха,°С (по абсолютной величине).

Наливной лед хорошего качества, как правило, образуется при температуре воздуха от -8 до -20 °С.

Установлено, что разрушение ледяного покрова наступает при его прогибе, равном примерно половине толщины льда. При организации длительных стоянок летательных аппаратов на льду его толщина должна быть не меньше расчетной, а расстояние l (м) между самолетами должно определяться по формуле

$$l = 15\sqrt{M}, \quad (3)$$

где М – масса самолета (т).

Во избежание проталин под воздействием солнечной радиации не допускается загрязнение снегового покрытия на летном поле и оставление на льду посторонних предметов.

Работу снежно-ледовых аэродромов сильно осложняют метели, ухудшающие видимость и способствующие образованию снежных заносов. Обычно снег начинает переноситься при скорости приземного ветра около 3 м/с. Метелевый перенос снежных частиц начинается при скорости ветра 5 – 8 м/с.

Особенности метеорологического обеспечения полетов в высоких широтах обусловлены рядом факторов, к которым относятся:

- длительные периоды с незаходящим солнцем летом и отсутствие его зимой (полярный день и полярная ночь);
- редкая сеть метеорологических станций и аэродромов;
- неустойчивая работа средств радиосвязи (в периоды сильного возмущения магнитного поля Земли);
- большое влияние местных особенностей на характер погоды;

- частое возникновение явлений погоды, ухудшающих и искажающих видимость наземных ориентиров.

Условия видимости в высоких широтах имеют ряд особенностей. С одной стороны, низкая влажность и отсутствие источников пыли обусловливают высокую прозрачность атмосферы и хорошую видимость, с другой – низкие температуры определяют частое возникновение приземных инверсий температуры и обилие мельчайших ледяных кристаллов, образующихся в результате сублимации водяного пара (ледяные иглы). В сочетании с длительными периодами направленности солнечных лучей под малыми углами (периоды сумеречного освещения) это создает условия для возникновения верхних миражей и солнечных столбов.

Кроме того, из-за отсутствия прямых солнечных лучей предметы не дают теней и поэтому трудно различимы и плохо распознаются, особенно с борта самолета. Подобное явление, называемое белой мглой, возникает и при избыточности солнечного излучения, когда небо закрыто однородными облаками верхнего яруса, сильно рассеивающими свет. При этом явлении наземные предметы из-за отсутствия контрастности в их освещении также становятся невидимыми [3].

К характерным для полярных районов погодным явлениям относятся снежные бури, низовые метели, после которых иногда образуется снежная мгла, связанная с наличием в воздухе большого количества кристаллов льда, которая надолго ухудшает видимость.

При метеорологическом обеспечении полетов в летний период следует учитывать вероятность формирования обширных зон низкой слоистой облачности, дымок и туманов. Их образование обусловлено изотермиями и инверсиями, которые характерны для этого периода года.

Внутримассовые облака в высоких широтах имеют преимущественно слоистую форму. В летний период, кроме того, наблюдаются и слоисто-кучевые облака, а над архипелагами и материками создаются условия для развития конвекции, хотя и не очень интенсивной. Нижняя граница облачности редко поднимается выше 300 м. Облака преимущественно состоят из переохлажденных водяных капель или из смеси капель и ледяных кристаллов. Полет в таких облаках обычно сопровождается интенсивным обледенением.

Метеорологические условия полетов в зонах атмосферных фронтов имеют некоторые особенности. Фронтальные облачные системы имеют гораздо большую расслоенность, чем в более низких широтах. Это объясняется преобладанием влияния заполняющихся циклонов и слабой конвекцией.

Облачные системы холодных фронтов над ледяной поверхностью меньше развиты по вертикали, чем в континентальных районах умеренных широт. Обострение фронта и интенсивное развитие конвективной облачности происходит при перемещении на открытую водную поверхность. Здесь увеличивается вертикальная протяженность конвективной облачности, верхняя граница кучево-дождевых облаков приобретает вид отчетливо выраженной наковальни. В облаках усиливается болтанка и обледенение.

В целом, наиболее благоприятные погодные условия для полетов в высоких широтах Северного полушария наблюдаются весной – с начала марта до середины мая, а в Южном полушарии – с начала ноября до начала марта (иногда с перерывом в январе) [1,2,3,4].

Список используемых источников

1. Официальный сайт Арктического и антарктического научно-исследовательского института (ААНИИ):http://www.aari.nw.ru

2. Официальный сайт Российской антарктической экспедиции: http://www.raexp.ru

3. Синоптическая и авиационная метеорология. Часть I. М., Военное издательство, 1985. – 472 с.

4. Синоптическая и авиационная метеорология. Часть II. М., Военное издательство. 1985. – 208 с.

С.Г. Алёхин,
кандидат технических наук, доцент;
Р.Д. Иванов
ВКА имени. А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

МЕТОДИКА УСТАНОВЛЕНИЯ ГРАНИЦ ЕСТЕСТВЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СЕЗОНОВ ГОДА НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ СРЕДНЕСУТОЧНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА

Традиционное календарное деление года на четыре сезона не всегда удовлетворяет требованиям практики. В среднем календарные сезоны весна, лето, осень, зима верно отражают годовой ход основных метеорологических и климатических факторов, однако при обеспечении некоторых отраслей экономики и решении военно-прикладных задач нередко приходится встречаться с требованиями, идущими в разрез с отличительными особенностями календарных сезонов, поскольку они с каждым широтным кругом существенно отличаются от естественных климатических сезонов года.

В настоящей работе предлагается методика установления границ таких сезонов для северного, центрального и южного регионов европейской части страны, отмечены некоторые закономерности в их распределении в зависимости от широты исследуемого района.

Ключевые слова: сезоны года, климат, среднесуточная температура воздуха, временные ряды, коррелограмма

ВВЕДЕНИЕ

Внетропическим территориям свойственна четырехсезонная (календарная) структура годового цикла окружающей природной среды. Сезоны отличаются друг от друга климатическим режимом, преобладающим в соответствующий временной период над местностью, с учетом физико-географических условий и структуры ландшафта. Каждому календарному сезону свойственны свои локальные процессы и явления. Наборы этих процессов и явлений с однотипными взаимосвязями между компонентами определяют естественный климатический сезон.

Под естественным климатическим сезоном года понимается некоторый период времени года, характеризующийся однотипным ходом метеорологических процессов и определенным термическим режимом [1, 2]. Естественные климатические сезоны, в отличие от календарных и астрономических, наступают в разных географических районах не одновременно, и, как правило, протекают в разных районах с различной скоростью. Изменчивы также календарные сроки наступления этих сезонов в одном и том же районе, но в разные по метеорологическим условиям годы. Т.е. они могут наступать то раньше, то позже, а их период может быть то короче, то длиннее.

Вопросами определения естественных климатических сезонов года активно занимались многие исследователи в период 1920-1980 годов. К числу наиболее известных следует отнести работы Д.Н. Кайгородова, Г.Э. Щульца, А.И. Баранова, А.С. Бутаковой. Характеристики критериев естественных климатических сезонов года встречаются в работах В.Ю. Визе, А.И. Воейкова, М.Ф. Спасского, В.А. Батманова, А.Д. Фокина и др. Классификацией сезонов года по синоптическому признаку занимались Б.П. Мультановский, С.Т. Пагава, Э.А. Исаев, М.В. Ловейко и др.

В исследованиях перечисленных авторов методы определения естественных климатических сезонов применялись к отдельным временам года на различных участках территории Евразии. Подходы и критерии, определяющие начало и конец сезонов, у всех авторов разные, что ограничивает возможности применения их разработок в конкретной практической деятельности, не говоря уже о проблемах выбора конкретной разработки для заданной цели и поиска исходных данных для ее реализации.

Необходимо совершенствование научно-методического аппарата установления границ естественных климатических сезонов года на основе выбора некоторого обобщающего критерия, отражающего физическую картину наиболее устойчивых связей метеорологических факторов внутри каждого сезона.

ВЫБОР ОБОБЩАЮЩЕГО КРИТЕРИЯ

Погода и климат сезона любого района земного шара определяются тремя основными климатообразующими факторами: солнечная радиация, общая циркуляция атмосферы и влагооборот [3-6]. Изучение этих процессов, связей их с погодой и климатом является основой, на которой строятся методы прогнозирования метеорологических условий.

Каждому естественному климатическому сезону года свойственны объективные закономерности, отличительные черты и свойства. Поэтому при смене сезона должен происходить качественный переход к другому климатическому состоянию. Учитывая многолетний опыт предшественников [2, 7, 8] целесообразно в качестве обобщающего критерия структуры сезонов года принять среднесуточную температуру воздуха.

Температурное поле достаточно хорошо отражает радиационные процессы, состояние подстилающей поверхности, характер общей циркуляции атмосферы, а также изменение солнечной активности. В тоже время температура – это фактор, влияющий на общую циркуляцию атмосферы, так как сезонное распределение очагов тепла и холода способствует возникновению механизма определенной формы циркуляции, характерной для данного сезона.

Повторяемость тех или иных форм общей циркуляции атмосферы имеет в среднем годовой ход, так как тепловые свойства материков и океанов в течение года претерпевают значительные изменения. Следовательно, смена знака термического поля подстилающей поверхности от сезона к сезону обуславливает сезонную схему форм циркуляции и потому служит удовлетворительным критерием структуры сезонов года.

Здесь логично предположить, что корреляционные связи во времени некоторой характеристики, дающей представление обо всем температурном поле, должны резко изменяться при переходе от одного естественного климатического сезона к другому, тем самым определяя границы этих сезонов. Внутри сезонов вследствие однородности атмосферных процессов коэффициенты корреляции должны быть близкими по величине.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Сезоны года – явление зональное. В пределах каждого климатического пояса или географической зоны (на суше) сезонные изменения местности имеют свои специфические особенности.

Для расчетов коэффициентов корреляции среднесуточной температуры воздуха были выбраны три станции на различных широтных кругах (условно: «Север», «Центр», «Юг») на приблизительно одинаковом удалении друг от друга, в пределах трех областей умеренно-континентального климата (таблица 1).

Таблица 1

Группа используемых станций

№ п/п	Индекс	Наименование, климат	Координаты	
«Север»	22520	Кемь-порт, тайга с избыточным увлажнением	64,98 с.ш.	34,80 в.д.
«Центр»	27612	Москва ВДНХ, область смешанных лесов с достаточным увлажнением	55,83 с.ш.	37,62 в.д.
«Юг»	34861	Элиста, область степей с недостаточным увлажнением	46,37 с.ш.	44,33 в.д.

Архив исходных данных среднесуточной температуры воздуха был собран за 54 года с 1962 по 2015 год. За каждый месяц конкретного года значения среднесуточной температуры воздуха были взяты не за все 30 суток, а лишь за 10 из них с интервалом в три дня, чтобы исключить тесно связанные данные соседних дней. Всего для каждой станции было использовано около 540 значений среднесуточной температуры воздуха за каждый календарный месяц, или около 6500 значений за все исследуемые года. Для исключения из расчетов годового хода среднесуточной температуры воздуха использовались отклонения от

многолетних средних значений (климатических норм) – в литературе встречается такое понятие, как аномалии. Теоретический вопрос об учете годового хода метеорологических параметров при статистических (климатологических) исследованиях достаточно давно разрешен, рассмотрен в соответствующих трудах [3, 6, 9, 10] и здесь приводиться не будет.

Оценки коэффициентов корреляции значений аномалий среднесуточной температуры воздуха между 3, 6, 9, 12, 15, 18, 21, 24, 27 и 30 сутками каждого месяца рассчитывались по классической формуле:

$$\tilde{r}_{\hat{T}_{ai}\hat{T}_{aj}} = \frac{\overline{\hat{T}_{ai}\hat{T}_{aj}} - \overline{\hat{T}_{ai}}\,\overline{\hat{T}_{aj}}}{\tilde{\sigma}_{\hat{T}_{ai}}\tilde{\sigma}_{\hat{T}_{aj}}}, \quad (1)$$

где i, j – порядковый номер суток; $\hat{T}_{ai}, \hat{T}_{aj}$ – значения аномалий среднесуточной температуры воздуха (черта сверху означает осреднение значений по выборке); $\tilde{\sigma}_{\hat{T}_{ai}}, \tilde{\sigma}_{\hat{T}_{aj}}$ – средние квадратические отклонения значений аномалий среднесуточной температуры воздуха.

Результаты расчетов коэффициентов корреляции оформлялись в виде корреляционной матрицы вида:

$$R_{[10;10]} = \begin{vmatrix} \tilde{r}_{\hat{T}_{a3}\hat{T}_{a3}} & \tilde{r}_{\hat{T}_{a3}\hat{T}_{a6}} & \dots & \tilde{r}_{\hat{T}_{a3}\hat{T}_{a30}} \\ \tilde{r}_{\hat{T}_{a6}\hat{T}_{a3}} & \tilde{r}_{\hat{T}_{a6}\hat{T}_{a6}} & \dots & \tilde{r}_{\hat{T}_{a6}\hat{T}_{a30}} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ \tilde{r}_{\hat{T}_{a30}\hat{T}_{a3}} & \tilde{r}_{\hat{T}_{a30}\hat{T}_{a6}} & \dots & \tilde{r}_{\hat{T}_{a30}\hat{T}_{a30}} \end{vmatrix}. \quad (2)$$

Анализ корреляционных связей среднесуточной температуры воздуха во времени проводился либо по первой строке матрицы, либо по левому столбцу. При этом полагалось, что срок, в который наблюдается резкое изменение корреляционных связей – есть граница естественного климатического сезона.

Термин «резкое изменение» необходимо определить. Для этого использовалось преобразование Фишера, при котором коэффициент корреляции в частных совокупностях приравнивается гиперболическому тангенсу некоторой величины z [7, 9-10]:

$$\tilde{r}_{\hat{T}_{ai}\hat{T}_{aj}} = th\ z,$$

откуда

$$z = \frac{1}{2}\ln\frac{1+\tilde{r}_{\hat{T}_{ai}\hat{T}_{aj}}}{1-\tilde{r}_{\hat{T}_{ai}\hat{T}_{aj}}}. \quad (3)$$

Это преобразование можно использовать для исследования изменчивости коэффициентов корреляции, поскольку средняя квадратическая ошибка величины z практически не зависит от истинной корреляции и равна:

$$\sigma_z = \frac{1}{\sqrt{N-4}}, \quad (4)$$

где N – это объем выборки.

Доверительный интервал для величины z вычисляется по формуле:

$$I_{[z]} = [z - 2\sigma_z; z + 2\sigma_z]. \quad (5)$$

Для поиска резкого изменения корреляционных связей использовалась левая граница доверительного интервала величины z. Даты во временном ряду, где наблюдалось первое выполнение неравенства $z - 2\sigma_z \le 0$, соответствовали границе раздела естественных климатических сезонов.

Изменчивость коэффициента корреляции во времени наглядно можно продемонстрировать с помощью коррелограммы. Типовая коррелограмма имеет вид, представленный на рисунке 1,

где $\tilde{r}_{\hat{x}\hat{y}}$ – это значения оценок коэффициента корреляции; L – это шаг (запаздывание) по времени.

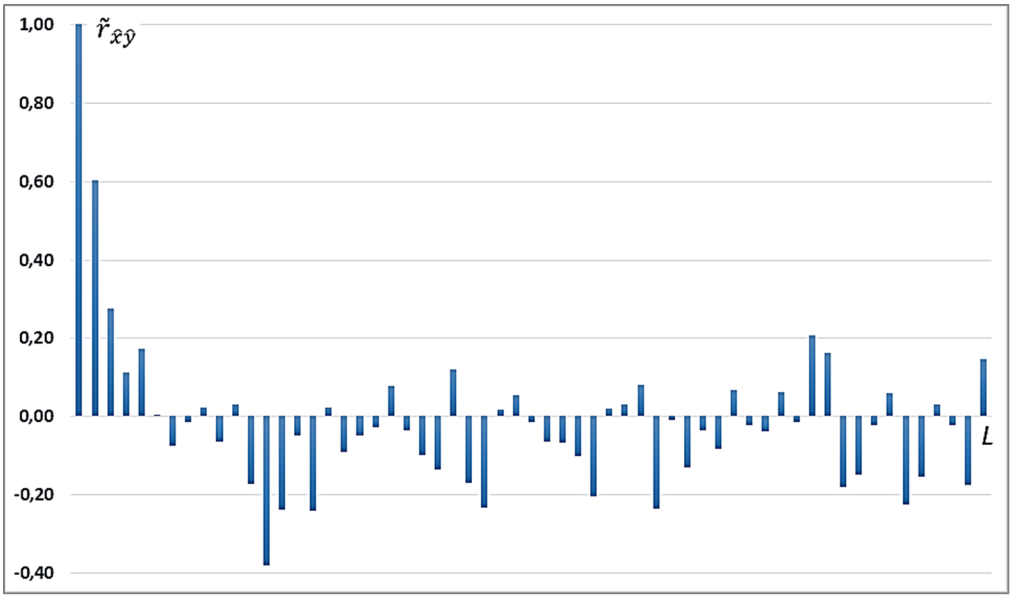


Рис. 1. Типовая коррелограмма

На практике коррелограммы используются для оценки наиболее важных периодов временных рядов, в течение которых спектр временного ряда имеет главный максимум. В нашем случае длительность такого периода будет определять длительность естественного климатического сезона.

Перейдем к анализу полученных по описанной методике результатов исследований.

УСТАНОВЛЕНИЕ ГРАНИЦ ЕСТЕСТВЕННЫХ КЛИМАТИЧЕСКИХ СЕЗОНОВ ГОДА

На рисунках 2-4 представлены коррелограммы среднесуточной температуры воздуха на станциях «Кемь-порт», «Москва ВДНХ» и «Элиста» за каждый месяц календарного года. Справа к каждой коррелограмме прилагается таблица, в столбцах которой приводятся даты рассматриваемого месяца с шагом 3 дня, значения параметра Фишера ($z - 2\sigma_z$) и номер установленного естественного климатического сезона года.

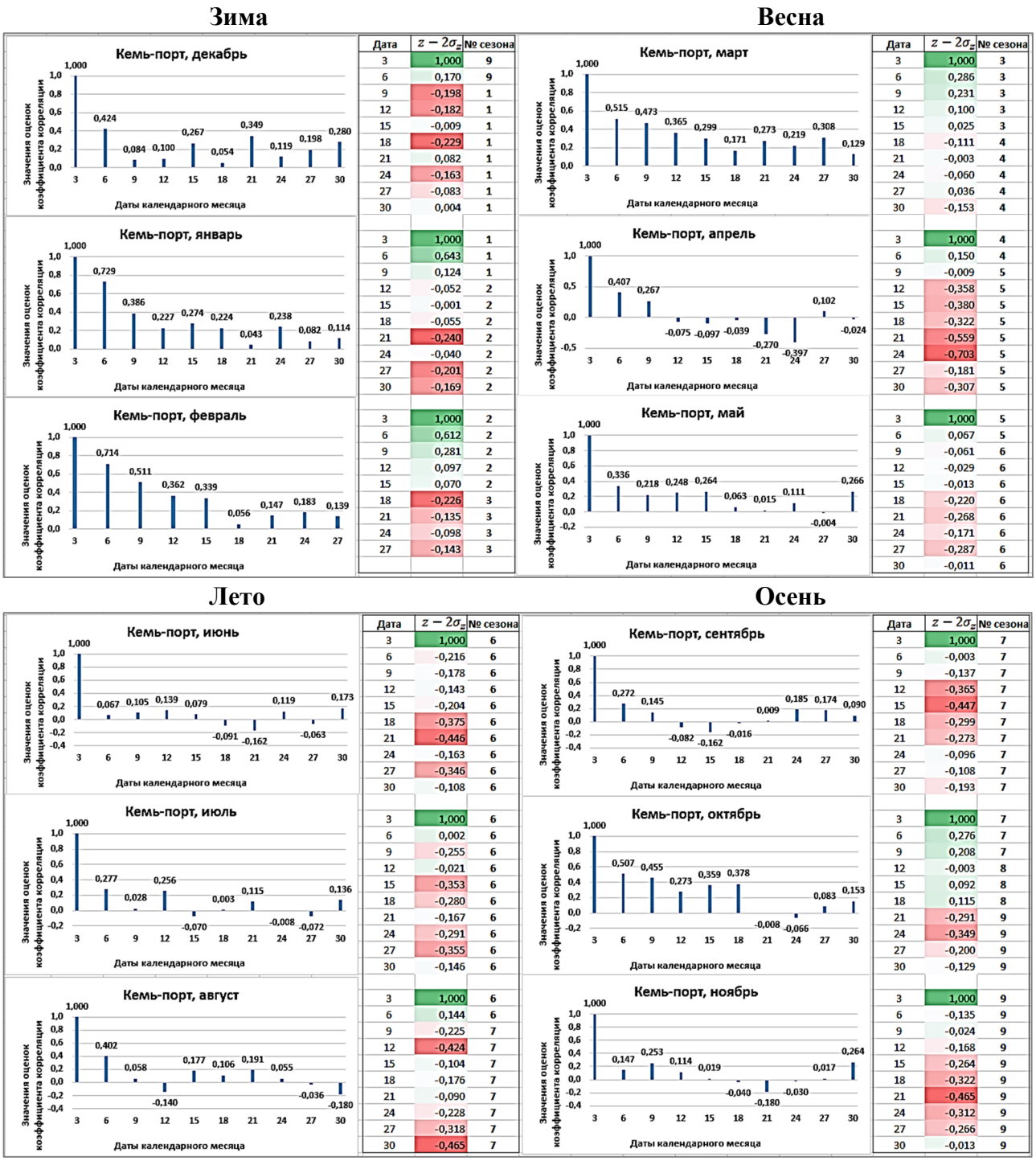


Рис. 2. Классификация естественных климатических сезонов года в районе станции «Кемь-порт»

Из анализа рисунка 2 следует, что для района станции «Кемь-порт» определено 9 сезонов. Их обобщающая характеристика представлена в таблице 2.

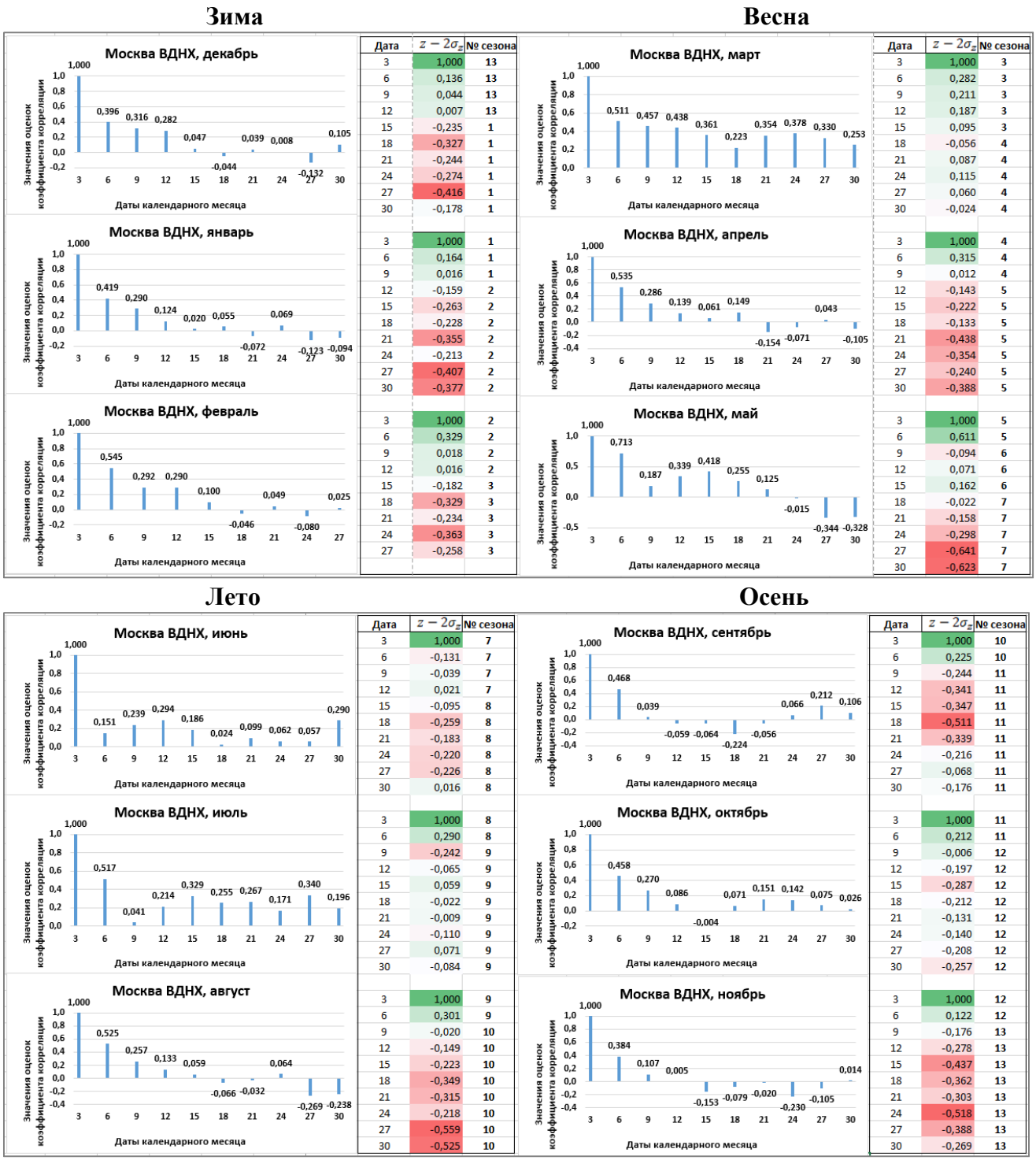


Рис. 3. Классификация естественных климатических сезонов года в районе станции «Москва ВДНХ»

Для района станции «Москва ВДНХ» определено 13 сезонов. Их обобщающая характеристика представлена в таблице 3.

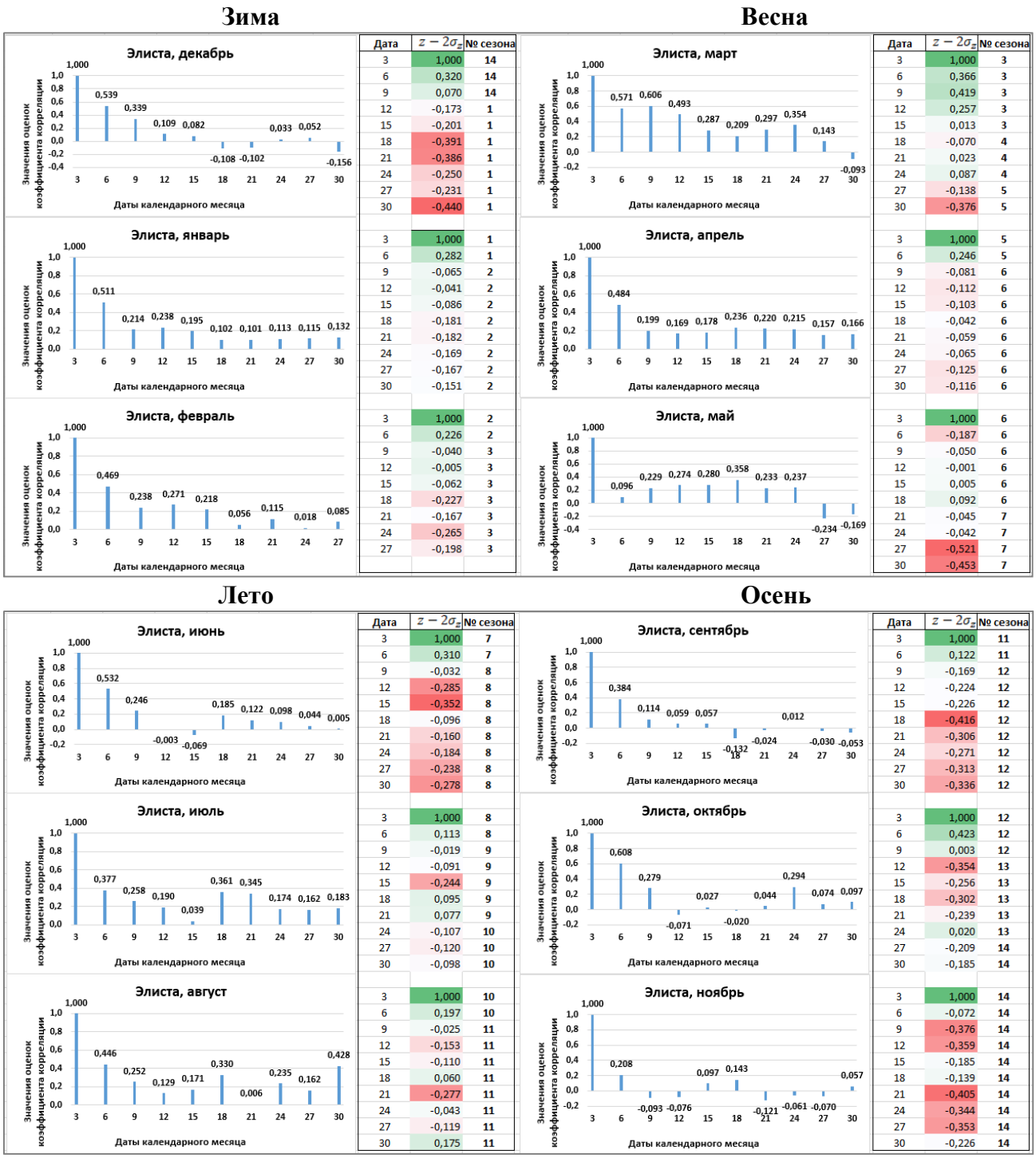


Рис. 4. Классификация естественных климатических сезонов года в районе станции «Элиста»

Для района станции «Элиста» определено 14 сезонов. Их обобщающая характеристика представлена в таблице 4.

Таблица 2

Характеристика естественных климатических сезонов года в районе станции «Кемь-порт»

Номер сезона	Начало сезона	Окончание сезона	Продолжительность, сут.	Описание
№ 1	9 декабря	11 января	34	Начало зимы
№ 2	12 января	17 февраля	37	Морозная зима
№ 3	18 февраля	17 марта	28	Снежная зима
№ 4	18 марта	8 апреля	22	Перелом зимы
№ 5	9 апреля	8 мая	30	Снеготаяние
№ 6	9 мая	8 августа	92	Короткая весна. Непродолжительное лето
№ 7	9 августа	11 октября	64	Начало осени. Осень
№ 8	12 октября	20 октября	9	Морозная (глубокая) осень
№ 9	21 октября	8 декабря	49	Предзимье

Таблица 3

Характеристика естественных климатических сезонов года в районе станции «Москва ВДНХ»

Номер сезона	Начало сезона	Окончание сезона	Продолжительность, сут.	Описание
№ 1	15 декабря	11 января	28	Начало зимы
№ 2	12 января	14 февраля	34	Коренная зима
№ 3	15 февраля	17 марта	31	Перелом зимы
№ 4	18 марта	11 апреля	25	Снеготаяние
№ 5	12 апреля	8 мая	27	Начало весны
№ 6	9 мая	17 мая	9	Разгар весны
№ 7	18 мая	14 июня	28	Предлетье
№ 8	15 июня	8 июля	24	Начало лета
№ 9	9 июля	8 августа	31	Полное лето
№ 10	9 августа	8 сентября	31	Спад лета
№ 11	9 сентября	8 октября	30	Начало осени
№ 12	9 октября	8 ноября	31	Осень
№ 13	9 ноября	14 декабря	36	Предзимье

Таблица 4

Характеристика естественных климатических сезонов года в районе станции «Элиста»

Номер сезона	Начало сезона	Окончание сезона	Продолжительность, сут.	Описание
№ 1	12 декабря	8 января	28	Начало зимы
№ 2	9 января	8 февраля	31	Коренная зима
№ 3	9 февраля	17 марта	37	Перелом зимы
№ 4	18 марта	26 марта	9	Начало весны
№ 5	27 марта	8 апреля	13	Разгар весны
№ 6	9 апреля	20 мая	42	Предлетье
№ 7	21 мая	8 июня	19	Начало лета
№ 8	9 июня	8 июля	30	Зеленое лето (влажное)
№ 9	9 июля	23 июля	15	Зной

Номер сезона	Начало сезона	Окончание сезона	Продолжительность, сут.	Описание
№ 10	24 июля	8 августа	16	Лето
№ 11	9 августа	8 сентября	31	Спад лета
№ 12	9 сентября	11 октября	33	Начало осени
№ 13	12 октября	26 октября	15	Осень
№ 14	27 октября	11 декабря	46	Предзимье

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в результате проведенных исследований установлено 9 естественных климатических сезонов в северных широтах в районе станции «Кемь-порт», 13 сезонов в районе станции «Москва ВДНХ» и 14 сезонов в южных широтах в районе станции «Элиста».

В процессе работы были выявлены некоторые закономерности и особенности.

Во-первых, число сезонов уменьшается с увеличением широты места. Это объясняется тем, что количество солнечной радиации, поступающей на единицу поверхности также уменьшается с увеличением широты и стремится к нулю у полюса. В низких широтах, где значительные высота и продолжительность стояния солнца, частота колебаний количества солнечной радиации велика, а их амплитуда мала, по сравнению с высокими широтами, что и определяет число резких изменений климата в исследуемой области [4, 5, 11]. Кроме того, не стоит забывать о влиянии облачности, и как следствие, числа солнечных (ясных) дней на количество поступающей солнечной радиации. Например, в районе станции «Кемь-порт» их число в среднем составляет 90-110 дней в году, в районе станции «Москва ВДНХ» – 110-130 дней в году, в районе станции «Элиста» – 180-200 дней в году.

Во-вторых, в низких широтах количество установленных сезонов в теплый период года больше, чем в холодный, а в высоких широтах наоборот – в холодный период года число сезонов больше, чем в теплый. Это может быть связано с продолжительностью теплого и холодного периодов – там, где он длиннее число сезонов больше. Поэтому в районе станции «Кемь-порт» установлено 7 холодных и 2 теплых сезона, в районе станции «Москва ВДНХ» установлено 6 холодных и 7 теплых сезонов, в районе станции «Элиста» – 6 холодных и 8 теплых сезонов.

В-третьих, число установленных естественных климатических сезонов могло быть и несколько иным, так как в некоторых случаях допускалось субъективное сглаживание значений показателя Фишера. Так, для станции «Кемь-порт» были сглажены значения: 21.12 – 0,082; 27.03 – 0,036; 6.07 – 0,002. Для станции «Москва ВДНХ»: 15.07 – 0,059; 27.07 – 0,071. Для станции «Элиста»: 18.08 – 0,06; 24.10 – 0,02.

С одной стороны, придерживаясь положений выбранной методики, после каждого сглаженного значения следовало отмечать границу раздела сезонов, так как далее следовали значения меньше нуля. Тогда были бы определены сезоны с периодом в 4-8 дней, что можно объяснить только неустойчивостью процессов, происходящих внутри календарного месяца, а дать климатическую характеристику такому сезону затруднительно.

С другой стороны неравенство $z - 2\sigma_z \leq 0$ не строгое, а сглаженные значения имеют порядок сотых долей единицы и менее, при округлении они могли бы быть приравнены к нулю. Математического обоснования этому приему нет. Знание климатических особенностей исследуемых районов в процессе поиска и нахождения главных максимумов спектров временных рядов среднесуточной температуры воздуха позволило сглаживать сомнительные значения, так как установленные периоды временных рядов (сезонов) их перекрывали. Дальнейшие исследования помогут более детально оценить проявленные эффекты, например, путем получения оценок разложения полей среднесуточной температуры воздуха по естественным ортогональным функциям и их сравнения с результатами, представленными в настоящей статье.

В завершении исследований необходимо было дать описание естественным климатическим сезонам года, которое лексически характеризовало бы однотипные процессы и явления в

течение установленного периода. Эта задача была решена с помощью знаний климатических особенностей исследуемых районов и принципов периодизации годичного круга окружающей природной среды, изложенных в фенологии – науке о сезонных явлениях природы, о сроках их наступления и причинах, определяющих эти сроки [11]. Предложенное описание естественных климатических сезонов не претендует на однозначность и полноту, а требует дальнейших исследований в различных физико-географических районах земного шара и соответствующих выводов.

Список используемых источников

1. *Лебедев, А.Н.* Климатические сезоны СССР / А.Н. Лебедев, Г.П. Писарева // Труды ГГО имени А.И. Воейкова. – 1956. – Вып. 62(124). – С.67-84.
2. *Чувашина, И.Е.* Корреляционный метод определения климатических границ сезонов года / И.Е. Чувашина // Труды ГГО имени А.И. Воейкова. – 1976. – Вып. 367. – С.68-80.
3. *Кобышева, Н.В., Наровлянский, Г.Я.* Климатологическая обработка метеорологической информации / Н.В. Кобышева, Г.Я. Наровлянский. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. – 295 с.
4. *Будыко, М.И.* Тепловой баланс земной поверхности: монография. – Л. : Гидрометеоиздат, 1956. – 256 с.
5. *Кобышева, Н.В., Костин, С.И., Струнников, Э.А.* Климатология: учебник. – Л. : Гидрометеоиздат, 1980. – 344 с.
6. *Дроздов, О.А.* и др. Климатология: учебник / О.А. Дроздов, В.А. Васильев, Н.В. Кобышева, А.Н. Раевский, Л.К. Смекалова, Е.П. Школьный. – Л. : Гидрометеоиздат, 1989. – 567 с.
7. *Мещерская, А.В.* и др. Естественные составляющие метеорологических полей: монография. / А.В. Мещерская, Л.В. Руховец, М.И. Юдин, Н.И. Яковлева. – Л. : Гидрометеоиздат, 1970. – 199 с.
8. *Мещерская, А.В.* Разложение полей средней суточной температуры по естественным ортогональным функциям с учетом годового хода температуры / А.В. Мещерская, В.Г. Блажевич, К.В. Леднева // Труды ГГО имени А.И. Воейкова. – 1969. – Вып. 236. – С.106-119.
9. *Исаев, А.А.* Статистика в метеорологии и климатологии / А.А. Исаев – М. : Изд-во МГУ, 1988. – 248 с.
10. *Пановский, Г.А., Брайер, Г.В.* Статистические методы в метеорологии / Г.А. Пановский, Г.В. Брайер. – Л.: Гидрометеоиздат, 1967. – 242 с.
11. Шульц, Г.Э. Общая фенология / Г.Э. Шульц. – Л. : Наука, 1981. – 188 с.

В.В. Алпатов,
кандидат технических наук;
А.Е. Васильев,
кандидат физико-математических наук;
П.А. Будников,
А.Ю. Репин
доктор физико-математических наук
Институт прикладной геофизики им. академика Е.К.Фёдорова, г. Москва

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ПРОГРАММНО-АППАРАТНЫХ КОМПЛЕКСОВ ВОРТ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ИОНОСФЕРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ПРИ ПУСКАХ РАКЕТНОЙ ТЕХНИКИ

Ракетно-космическая деятельность (РКД) безусловно оказывает воздействие на природную среду. При этом вся ракетно-космическая техника (РКТ) функционально разделяется на два типа:

- запускаемые изделия РКТ (ракеты-носители - РН, разгонные блоки - РБ, космические аппараты - КА);
- объекты наземной космической инфраструктуры (позиционные районы космодромов, технические - ТК и стартовые – СК комплексы, наземные комплексы управления - НКУ, районы падения отделяющихся частей – РП ОЧ и др.).

РКТ в процессе наземной подготовки, запуска и в полёте оказывает на природную среду как локальное, так и глобальное воздействие. Локальное воздействие (химическое загрязнение атмосферы, почвы, растительности, воды; акустическое, тепловое, электромагнитное воздействие; механическое загрязнение почвы) оказывают наземная инфраструктура, двигательные установки и ОЧ ракет. Все виды локального воздействия достаточно хорошо изучены, их инструментальный контроль проводится регулярно, имеется разнообразная измерительная аппаратура. Виды глобального воздействия РКД на природную среду приведены в таблице 1.

Таблица 1.

Глобальное воздействие РКД на природную среду

Стадия осуществления РКД	Вид воздействия	Источник воздействия
старт и активный участок полета РН	химическое загрязнение атмосферы	продукты сгорания КРТ РН
	разрушение озонового слоя	продукты сгорания КРТ РН, факел ДУ РН, головная ударная волна
	возмущение ионосферы	
пассивный участок полета ОЧ РН	химическое загрязнение атмосферы	остатки КРТ в ОЧ РН
ОКП	химическое загрязнение	продукты сгорания ДУ РБ и КА
	механическое загрязнение	пассивные КА, РБ и их фрагменты

Представляет интерес (как недостаточно исследованное инструментально) воздействие запусков ракетной техники на ионосферу. Модель глобального распределения средних значений концентрации, температуры и эффективной частоты соударений электронов в ионосфере Земли в интервале высот 65-1000 км приводится в ГОСТ 25645.146-89. Существующие в настоящее время методы, применяемые для исследования верхней атмосферы и ионосферы, по принципу зондирования можно разделить на следующие группы:

– методы, основанные на полном внутреннем отражении радиоволн ионосферой (вертикальное – ВЗ, наклонное – НЗ, возвратно-наклонное – ВНЗ способы зондирования ионосферы) [1-4];

– методы радиопросвечивания ионосферы, основанные на изменении фазового и (или) группового пути, вращении плоскости поляризации [3,5,6];

– радиолокационные методы, регистрирующие рассеянную компоненту радиосигнала [3,7];

– методы исследования нижней ионосферы (метод частичных отражений, фазовый метод) [3,8].

Весомая часть данных мониторинга природной среды включена в систему международного обмена данными через МЦД, ВМО, МСНС, МОК, ЮНЕП, МСИМ, региональные, специализированные и национальные центры данных и др. Система МЦД (мировых центров данных) состоит из МЦД -А, -Б, -С, -Д [14]. МЦД-А расположен в США, состоит из координационного бюро и 9 подцентров. МЦД-Б базируется в России, включает в себя центры Б1 и Б2. МЦД-С расположен в учреждениях ряда стран Евросоюза и Японии. МЦД-Д находится в Китае.

Для мониторинга воздействия на ионосферу запусков ракетной техники *предлагается использовать сеть программно-аппаратурных комплексов высоко-орбитальной радиотомографии (ПАК ВОРТ)*.

Радиотомографические программно-аппаратные комплексы предназначены для оснащения станций радиозондирования ионосферы и атмосферы Росгидромета с целью приема, обработки, накопления и передачи в Гелиогеофизический центр Росгидромета, размещённый в ФГБУ "ИПГ" (Головной разработчик сети радиотомографии Росгидромета), сигналов глобальных навигационных спутниковых систем GPS/ГЛОНАСС (далее – ГНСС). ПАК ВОРТ являются сетевыми базовыми элементами сети радиотомографии ионосферы Росгидромета по фазовым задержкам радиосигналов навигационных спутников.

Комплексы созданы, поставлены и введены в эксплуатацию для обеспечения федеральных государственных нужд в рамках реализации в 2011-2015 годах мероприятий федеральной целевой программы «Создание и развитие системы мониторинга геофизической обстановки над территорией РФ на 2008-2015г.г.». Комплексы совместимы с поставленным ранее на наблюдательную сеть Росгидромета оборудованием.

Работа программно-аппаратных комплексов осуществляется в соответствии с разработанными информационными технологиями «Информационная технология измерений, сбора, передачи, архивирования сигналов навигационных спутниковых систем. КНЛВ.464345.021» и принципами, определенными в Технических предложениях «Радиотомографическая сеть подсистемы мониторинга ионосферы системы мониторинга геофизической обстановки над территорией РФ. Технические предложения 52.26.1.259.001». Точность измерения электронного содержания по фазовым задержкам двухчастотного способа определения - не хуже 1 TECU (10^{16} электронов на квадратный метр поперечного сечения направления на отдельный спутник), измерение проводится в направлениях доступных для выбранной станции спутников с пересечением подионосферных точек в окрестности более 50 км вокруг каждой станции.

Пространственное разрешение измерений по каждой станции определяется числом доступных в радиоэфире спутников (от 20 штук и более, по GPS и ГЛОНАСС в сумме). Работоспособность комплексов проверяется в соответствии с программами и методиками испытаний «Сетевой программно-аппаратный комплекс восстановления томографических разрезов (2D) электронной концентрации ионосферы. Программа и методика испытаний ИВЯФ.466452.085 ПМ» и «Сетевой программно-аппаратный комплекс восстановления трехмерных (3D) распределений электронной концентрации ионосферы по данным высокоорбитальных и низкоорбитальных спутников. Программа и методика испытаний 52.26.1.259.077 ПМ».

Схема ПАК ВОРТ приведена на рис.1.

ПАК ВОРТ предназначен для автоматического проведения измерений относительного полного электронного содержания в ионосфере по спутниковым когерентным сигналам с частотами 1575,42, 1227,60, 1176,45 МГц для системы GPS частотами 1602+k*9/16,

1246+k*7/16 МГц для системы ГЛОНАСС. В результате работы комплекса регистрируется разность фаз когерентных сигналов на этих частотах, которая пропорциональна относительному полному электронному содержанию на радиотрассе передатчик-приемник. Эти данные предназначаются для последующего использования при реконструкции распределения электронной концентрации в ионосфере методом фазоразностной томографии.

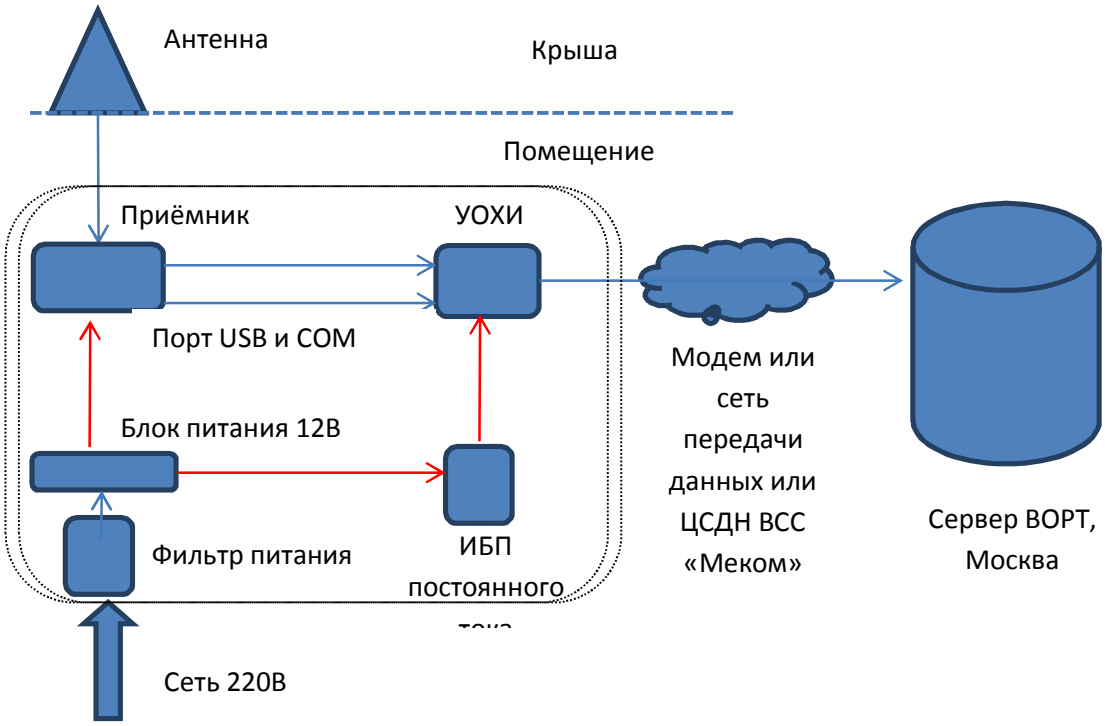


Рис.1. Схема программно-аппаратурного комплекса ВОРТ

ВСС - ведомственная сеть связи
ИБП - источник бесперебойного питания
УОХИ - устройство обработки и хранения информации
ЦСДН - центр сбора данных наблюдений

Комплекс имеет встроенную поддержку сетевых возможностей, что позволяет оперативно передавать результаты наблюдений на узлы дальнейшей обработки данных, а также осуществлять удаленный контроль работы, удаленно перенастраивать режимы и внутренние алгоритмы.

Основой информации, используемой для радиотомографического мониторинга состояния ионосферы, служат результаты наблюдений за параметрами распространяющихся в атмосфере навигационными радиосигналами и их характеристиками, представляющими собой показатели состояния и развития физических процессов в ионосфере.

Сеть передачи данных может быть Ведомственной сетью связи (ВСС) «Меком» или каналом в Интернет (проводной региональный провайдер или беспроводной 3G USB модем). В открытых сетях применяется защита всего трафика протоколом SSL. При использовании ВСС «Меком» защита SSL применяется только для команд массового выполнения.

Использовать сети ПАК ВОРТ для постоянного контроля воздействия на ионосферу запусков ракетной техники всех видов имеет следующие преимущества:

– не требуется выполнение дополнительной работы операторами ПАК ВОРТ;

– учитывая, что вся информация аппаратуры ВОРТ, расположенной во всех регионах России, передаётся в Гелиогеофизический центр Росгидромета (ИПГ им.академика Е.К.Фёдорова), целевая обработка информации может производиться ограниченным кругом лиц;

– не требуется предварительное уведомление о запуске изделия ракетной техники;

– действующая сеть комплексов ВОРТ позволяет проводить измерения параметров ионосферы при запусках с космодромов Плесецк (авроральная зона), Боайконур, Восточный

по всем трассам полёта;

– наличие уже существующей сети комплексов ВОРТ позволит получать необходимые данные с минимальными затратами.

Контроль воздействия запусков изделий ракетной техники на ионосферу с помощью сети ПАК ВОРТ и дальнейшая её целевая обработка позволят создать базу данных, на основе которой возможно:

– определить параметры воздействия на ионосферу ракетной техники в разных геофизических условиях;

– разработать математическую модель воздействия ракетной техники на ионосферу, необходимую для оценки воздействия вновь разрабатываемых изделий ракетной техники на стадии проектирования.

Список используемых источников

1. Брюннели Б.Е., Намгаладзе А.А. Физика ионосферы. М.: Наука. 1988. 527 с.

2. Дэвис К. Радиоволны в ионосфере. М.: Мир. 1973. 501 с.

3. Гершман Б.Н., Ерухимов Л.М., Яшин Ю.Я. Волновые явления в ионосфере и космической плазме. М.: Наука. 1984. 392 с.

4. Алебастров В.А., Гойхман Э.Ш., Заморин И.М. и др. Основы загоризонтной радиолокации. М.: Радио и Связь. 1984. 256 с.

5. Куницын В.Е., Терещенко Е.Д., Андреева Е.С. Радиотомография ионосферы. Физматлит. М.: 2007. 255 с.

6. Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. Иркутск: ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН. 2006. 480 с.

7. Успенский М.В., Старков Г.В. Полярные сияния и рассеяние радиоволн. Л.: Наука. 1987. 239 с.

8. Митра А. Воздействие солнечных вспышек на ионосферу Земли. М.: Мир, 1977. 372 с.

С.В. Антонов *;
А.А. Бычков *;
Б.Н. Сергеев *,
кандидат физико-математических наук;
А.В. Частухин *;
Г.Г. Щукин **,
доктор физико-математических наук, профессор
* АНО «Агентство атмосферных технологий», г. Москва
** ВКА имени. А.Ф. Можайского, г. Санкт - Петербург

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ В РАБОТАХ ПО АКТИВНОМУ ВОЗДЕЙСТВИЮ НА ПЕРЕОХЛАЖДЁННЫЙ ТУМАН

В докладе представлены результаты теоретических расчётов, выполненных с помощью численной модели «Fog Seeding» по оценке эффективности воздействия на переохлаждённый туман с помощью пиротехнических генераторов AgI и наноразмерного льдообразующего реагента LN-212, с борта беспилотного летательного аппарата (БПЛА). Приводится сравнение воздействий на переохлажденный туман выполненных с помощью БПЛА и наземных аэрозольных генераторов.

Ключевые слова: теоретические исследования, работы по активному воздействию, оценка эффективности воздействия на переохлажденный туман, численная модель «Fog Seeding».

Среди метеорологических явлений, негативно влияющих на работу воздушного, морского, железнодорожного и автомобильного транспорта одно из первых мест занимают туманы. Так, в большинстве случаев туманы являются причиной нарушения регулярности авиарейсов. Из-за туманов происходит значительное число аварий на автострадах, сопровождающихся человеческими жертвами. Принимая во внимание практическую важность решения проблемы улучшения видимости в туманах, а также основываясь на результатах многочисленных экспериментальных и теоретических исследований за последние 60 лет были разработаны различные методы искусственного рассеяния переохлаждённого тумана.

Из числа разработанных методов наиболее широкое практическое применение в работах по искусственному рассеянию тумана нашли методы, основанные на создании фазовой неустойчивости путём введения в переохлаждённый туман ледяных частиц и кристаллизующих реагентов [1]. Реализация этих методов основана на использовании льдообразующих реагентов.

К настоящему времени разработаны и прошли испытания различные способы создания в переохлажденном тумане необходимого количества ледяных кристаллов. Так в США, Франции, Гренландии, Норвегии, Германии для рассеяния переохлажденных туманов применяется жидкий пропан и жидкая углекислота (CO_2). Российская технология искусственного рассеяния переохлажденных туманов основана на использовании в качестве реагента жидкого азота (N_2). Работы с её применением проводились в Италии, Казахстане. [1]

При проведении работ по искусственному рассеянию туманов используются наземные генераторы, осуществляющие диспергирование реагента в приземном слое. При этом, наземные генераторы можно разделить на две группы: стационарные, применяемые в основном для искусственного рассеяния тумана в аэропортах, и мобильные, применяемые в основном для рассеяния тумана вдоль автомобильных дорог. Способ рассеивания туманов с

помощью наземных генераторов имеет ряд ограничений, связанных с выбором размещения пунктов воздействия, а также невозможностью организации оперативных работ.

В настоящее время беспилотные комплексы (БПЛА) широко используются не только в военной, но и в гражданской сфере. Современные БПЛА позволяют осуществлять подъем полезной нагрузки общим весом от 1 до 30 кг и выполнять полёты от 2 до 4 часов [2].

В связи с этим возникает необходимость по проведению теоретических исследований по оценке эффективности применения БПЛА в работах по искусственному рассеянию переохлаждённых туманов.

Одним из инструментов, позволяющих произвести оценку эффективности различных средств воздействия, является численное моделирование. Преимущество такого моделирования заключается в возможности оценки на этапе планирования работ степени влияния на эффективность таких факторов, как выбор способа воздействия, выбор типа применяемых реагентов и технических средств, с учетом конкретных синоптико-климатических и географических условий, характерных для данного района.

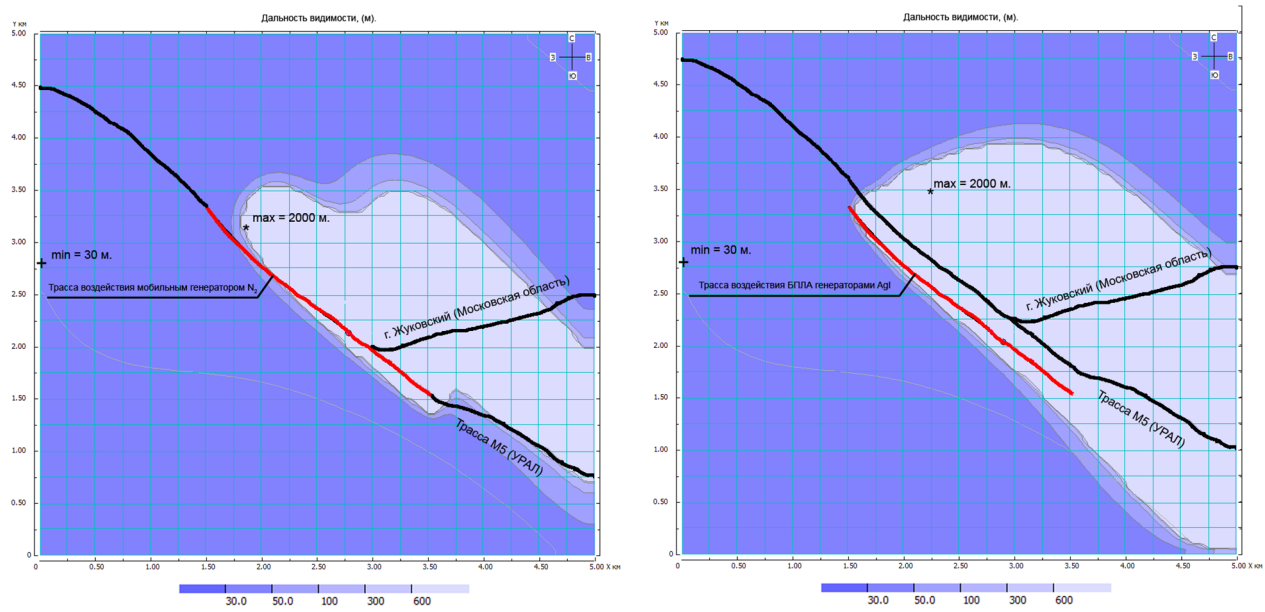
Для проведения теоретических исследований применения БПЛА в работах по активным воздействиям (АВ) на переохлаждённый туман была использована разработанная в АНО «Агентство АТТЕХ» нестационарная трехмерная численная модель «Fog Seeding», которая позволяет производить численное моделирование АВ на туман с целью его рассеяния при отрицательных температурах воздуха с помощью стационарных и мобильных азотных генераторов. Разработанная модель подробно описана в работе [3].

Для иллюстрации результатов численного моделирования воздействия на переохлаждённый туман ниже рассмотрен случай для синоптических условий, наблюдавшихся в Московской области 10 февраля 2015 года, в районе пересечения трассы М5 «Урал» с выездной дорогой из г. Жуковский, которые стали причиной образования сильного тумана с дальностью видимости менее 30 метров, в результате которого произошло крупное ДТП.

В качестве исходной информации использовались наземные данные о температуре, влажности воздуха, направлении и скорости ветра, а также данные радиозондирования атмосферы, полученные на станциях Лыткарино и Электроугли.

С помощью модели «Fog Seeding» были проведены численные эксперименты по оценке эффективности воздействия на переохлажденный туман с использованием БПЛА, оборудованных пиротехническими генераторами AgI и мобильных наземных аэрозольных генераторов N_2. Воздействие с помощью мобильных наземных генераторов осуществлялось при движении по дороге, а воздействие с помощью БПЛА осуществлялось на высоте 100 м по траектории, построенной с учётом скорости и направления ветра в пограничном слое. Все воздействия проводились в течение 1 часа. По результатам выполненного численного моделирования было проведено наблюдение за изменением дальности видимости в районе проведения работ за время проведения воздействия, а также в течении последующих 30 минут с интервалом 10 минут.

В качестве иллюстрации на рис. 1 приводятся результаты расчёта зон искусственного рассеяния тумана при проведении воздействий на переохлаждённый туман.



а) б)

Рис. 1. Горизонтальные сечения дальности видимости через 30 минут после начала воздействия

а) мобильным наземным аэрозольным генератором (N_2).

б) БПЛА с пиротехническими аэрозольными генераторами AgI.

Как видно из рисунков, проведение воздействий с помощью мобильного генератора N_2 и с помощью пиротехнических аэрозольных генераторов с борта БПЛА позволило увеличить дальность видимости на уровне поверхности земли с 30 метров до 2000 метров. При этом площадь максимального увеличения дальности видимости при проведении воздействия с помощью БПЛА составила 6,9 км^2, а при проведении воздействия мобильным генератором N_2 4,3 км^2. Столь высокая разница в эффективности рассеяния переохлаждённого тумана объясняется высотой проведения воздействия.

Следует отметить, что представленные на рис. 1 горизонтальные сечения дальности видимости подтверждают важность учёта скорости и направления ветра при выборе траекторий для проведения воздействий. Так, в результате воздействие с борта БПЛА по траектории, учитывающей скорость и направление ветра, позволяет не только увеличить дальность видимости вдоль автомобильной дороги, но и на удалении до 250 метров от неё.

В качестве дополнительного исследования, с помощью модели «Fog Seeding» были выполнены численные расчёты воздействий с помощью современного наноразмерного порошкового льдообразующего реагента LN-212. Отличительной особенностью льдообразующего реагента LN-212 является высокий показатель выхода льдообразующих частиц при сравнительно небольших расходах, что делает его применение наиболее перспективным для проведения работ по искусственному рассеянию переохлаждённых туманов. В таблице 1 приведены сравнительные характеристики массового расхода и выхода льдообразующих ядер пиротехнического состава АД-1, используемого в пиротехнических средствах воздействия, и реагента LN-212. [4]

Таблица 1

Характеристики применяемых реагентов.

Наименование реагента	Выход льдообразующих ядер, с 1 грамма состава (при температуре минус 10 ºС)	Расход реагента, г/сек.
Пиротехнический состав АД - 1	$1*10^{13}$	0,4
Реагент LN-212	$5*10^{14}$	0,01

В качестве иллюстрации на рисунках 2 и 3 представлены вертикальное и горизонтальное сечения дальности видимости через 30 минут после начала воздействий.

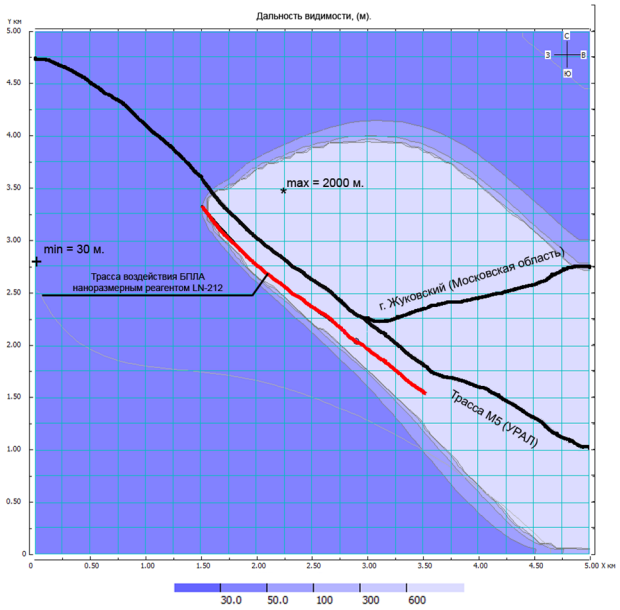


Рис. 2. Горизонтальное сечение дальности видимости через 30 минут после начала воздействия.

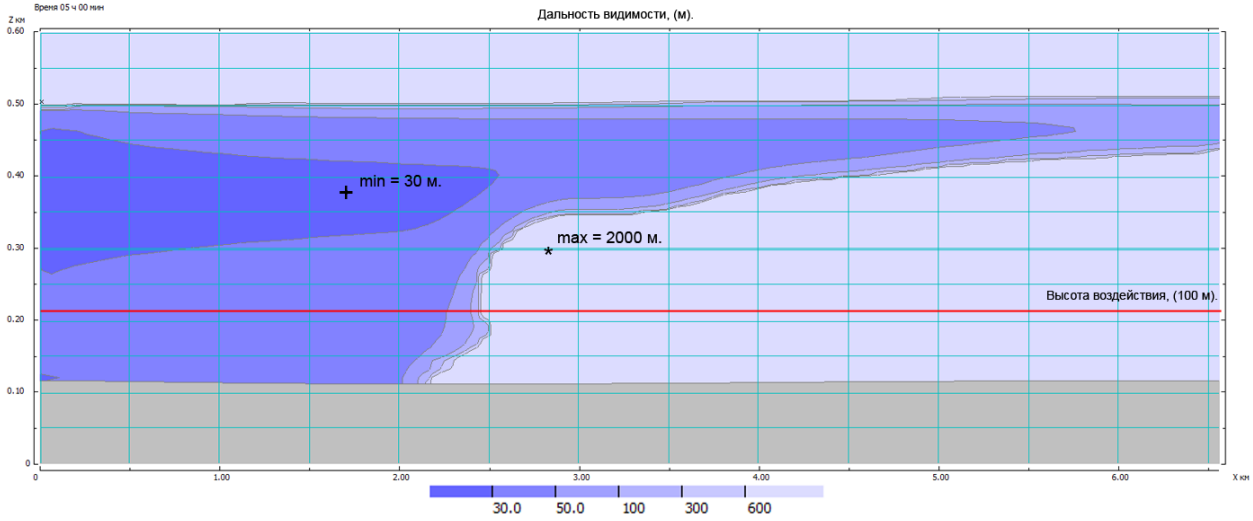


Рис. 3. Вертикальное сечение дальности видимости через 30 минут после начала воздействия.

Как видно из рисунков, воздействия с помощью наноразмерного льдообразующего реагента типа LN-212 с борта БПЛА позволяет увеличить дальность видимости до 2000 м.

Таким образом, основываясь на результатах численных расчетов воздействия на переохлаждённый туман целесообразно рассматривать БПЛА как эффективную платформу для использования в работах по АВ на переохлажденные туманы.

По результатам выполненных теоретических расчётов были проведены работы по разработке технических средств воздействия на базе самолётных аэрозольных генераторов и автоматизированного дозирующего устройства, позволяющих оборудовать беспилотный летательный аппарат на базе гексакоптера DJI S-900 (рисунок 4), а также проведены лётные испытания по проверке их работоспособности. Лётно - технические характеристики разработанного гексакоптера приведены в таблице 2.



а) б)

Рисунок 4. Внешний вид гексакоптера
а) с установленными средствами воздействия на базе САГ – 26;
б) с дозирующим устройством порошкообразного реагента LN-212.

Таблица 2

Лётно – технические характеристики гексакоптера.

Параметр	Значение параметра
Высота полёта, м	до2000 - 2500
Горизонтальная скорость, км/ч	до 40
Вес, гр	3700
Взлётный вес, гр	8200
Вес полезной нагрузки, гр	4500
Продолжительность полёта, мин	20-30
Габаритные размеры Д*Ш*В, мм	460*450*36

ВЫВОДЫ

Таким образом, проведенные численные эксперименты свидетельствуют о том, что проведение АВ на переохлаждённый туман с борта БПЛА с использованием пиротехнических генераторов и современного наноразмерного льдообразующего реагента LN-212 позволяет достичь искусственное рассеяние тумана с высокой степенью эффективности. В настоящий момент в АНО «Агентство АТТЕХ» ведётся работа по планированию и организации опытных работ по АВ на переохлаждённый туман с использованием разработанных технических средств.

Список используемых источников

1. *Колосков, Б.П.* Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов. / Б.П. Колосков, В.П. Корнеев, Г.Г. Щукин // Монография. – Санкт-Петербург. – 2012. – 341 с.

2. *Бычков, А.А*. Оценка эффективности искусственного увеличения осадков с использованием легких летательных аппаратов / А.А. Бычков, Б.Н. Сергеев, Г.Г. Щукин // Научно-теоретический журнал «Учёные записки Российского государственного гидрометеорологического университета». – 2017. – № 47. – С. 68-77.

3. *Частухин, А.В*. Моделирования рассеяния переохлажденного тумана с использованием трехмерной численной модели Fog Seeding / А.В. Частухин, Б.Н. Сергеев, Б.П. Колосков // Научно-теоретический журнал «Учёные записки Российского государственного гидрометеорологического университета». – 2017. – № 49. – С. 47-57.

4. *Сосникова, Е.В.* Исследование эффективности наноразмерных кристаллизующих реагентов AgI/SiO2. / Е.В. Сосникова, Н.О. Плауде, Е.Ф. Воронин, Л.В. Носач, Е.М. Пахлов, В.М. Гунько, В.А. Покровский // Вопросы физики и облаков. - Сборник статей памяти Н.О. Плауде. - С. 323-330.

Б.А. Ашабоков*,
доктор физико-математических наук;
Л.А. Кешева*;
Г.М. Крученицкий**,
доктор физико-математических наук;
А.А. Ташилова*;
кандидат физико-математических наук;
Р.А. Шокуев***
* ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», г. Нальчик
** ФГБУ «ЦАО», г. Долгопрудный
*** СУМГФ ФАКИ МФТИ, г. Долгопрудный

МОДЕЛИРОВАНИЕ СЕЗОННОЙ И ДОЛГОВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ СНЕЖНОГО ПОКРОВА ЮЖНЫХ ФЕДЕРАЛЬНЫХ ОКРУГОВ РОССИИ

Проанализирована сезонная и долговременная изменчивость толщины снежного покрова для южных регионов России. Тестирована гипотеза о влиянии параметрического резонанса с минимальной частотой приливных колебаний на долговременную изменчивость толщины снежного покрова. Вычислены параметры полей климатических норм толщины снежного покрова для Юга России. Показано, что учет влияния медленных приливных колебаний на толщины снежного покрова приводит к исчезновению положительного тренда для значений этого параметра, осредненных по региону.

Ключевые слова: снежный покров, сезонная изменчивость, долговременная изменчивость, тренды, долгопериодные приливные колебания.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ И ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

В настоящей работе проанализированы подекадно осредненные данные о толщине снежного покрова, полученные в период 1960-2012 г.г. на метеостанциях Южного и Северокавказского федеральных округов России [1]. (См. таблицу 1.)

Таблица 1.

Станции-источники данных

Название станции	Широта	Долгота
Ахты	41.46	47.74
Буйнакск	42.82	47.12
Владикавказ	43.02	44.68
Грозный	43.32	45.70
Дербент	42.08	48.31
Изберг	42.57	47.87
Изобильный	45.37	41.72
Каменномостский	43.73	43.05
Кизляр	43.85	46.72
Кисловодск	43.90	42.72
Краснодар	45.03	38.98
Майкоп	44.61	40.11
Махачкала	42.97	47.48
Нальчик	43.48	43.62
Прохладный	43.75	44.03
Ростов-на-Дону	47.24	39.71
Сочи	43.59	39.72
Ставрополь	45.03	41.97

Название станции	Широта	Долгота
Теберда.	43.45	41.75
Тырнауз	43.39	42.92
Черкесск	44.22	42.06

Целью работы было исследовать и параметризовать сезонную и долговременную изменчивость толщины снежного покрова в регионе.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ СЕЗОННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Модели сезонной изменчивости строились как регрессионные. Параметра моделей определялись методом наименьших квадратов из соотношения:

$$h_i(t) = \sum_{k=1}^{7}[a_{ik}\cos\left(\frac{2\pi k}{T}t\right) + b_{ik}\sin\left(\frac{2\pi k}{T}t\right)] + a_{i0} + Rez_i(t) \quad (1)$$

где: t – время в декадах, начиная с 1 октября; $h_i(t)$- осредненная по всему периоду наблюдений высота снежного покрова на i - ой станции за декаду t; $T = 21$ – длительность периода наличия снежного покрова в регионе;

Число гармоник в модели ограничено 7 из следующих соображений: теорема Котельникова [2] требует не менее двух отсчетов на период, однако она справедлива лишь при бесконечном значении соотношения сигнал/шум. Поэтому мы тестируем гармоники, имеющие не менее трех отсчетов на период, т.е. не более высокие чем седьмая. В регрессионной модели (1) значения коэффициентов a_{ik}, b_{ik}, вычисленных методом наименьших квадратов, тестировались по критерию Стьюдента [3], и те, надежность которых составляла менее 95% полагались равными нулю. Распределение отдельных параметров модели (1) по региону легко визуализируется средствами, например, пакета Surfer. Оценивая построенные модели сезонной изменчивости, следует признать их достаточно надежными и эффективными для решения ряда практических задач, в частности, таких как, например, прогнозирование урожайности или диагностика изменений чувствительности спектральных приборов космического базирования.

ПОСТРОЕНИЕ МОДЕЛИ ДОЛГОВРЕМЕННОЙ ИЗМЕНЧИВОСТИ

Приступая к анализу долговременной изменчивости, мы исходили из факта существенного негативного влияния наличия лакун в анализируемых рядах на соотношение сигнал/шум в них. Для улучшения этого соотношения в настоящей работе на долговременную изменчивость исследовался ряд регионально осреднённых остатков сезонного хода $X_{<i>}(t)$.

Первоначально для этого ряда был вычислен тренд, т.е. показатель долговременной изменчивости, сводящий её к однонаправленным изменениям, как это должно иметь место, например, при антропогенных эффектах. Показатели вычисленного тренда приведены во втором столбце таблице 2.

Таблица 2.

Показатели трендов до и после учета долгопериодных колебаний

Показатели тренда	До учёта	После учёта
Значение ± погрешность, см / 10 лет	0.16±0.06	0.04±0.05
Эффективность (R^2)	0.7%	0.04%
Статистика Фишера	8.2	0.4
Статистика Стьюдента	0.4%	51%

Несмотря на относительно невысокую эффективность, тренд является статистически значимым: его значение превышает две с половиной погрешности, значение статистики Фишера больше 8, в то время, как 95% надежность модели обеспечивает значение ~3, а вероятность получить такой тренд случайно (статистика Стьюдента) составляет 0.4%.

Альтернативная (по отношению к тренду) модель долговременной изменчивости толщины снежного покрова в регионе строилась как регрессионная. В качестве регрессоров использовались 3 гармоники подбираемого периода (значительно большего чем год) и его второй обертон (для учета эффекта параметрического резонанса [4]). Построение регрессионной модели осуществлялось по формуле:

$$X_{<i>}(t) = [A\cos\left(\frac{\pi k}{LT}t\right) + B\sin\left(\frac{\pi k}{LT}t\right)] + \sum_{k=1}^{3}[a_k\cos\left(\frac{2\pi k}{LT}t\right) + b_k\sin\left(\frac{2\pi k}{LT}t\right)] + A_0 + Rez_i(t) \quad (2)$$

где: LT - значение подбираемого по критерию наименьших квадратов периода.

Результаты моделирования иллюстрирует рис.1. Значение величины LT подбиралось с применением надстройки SOLVER электронных таблиц Excel [5]. Это значение оказалось равным 18.8 года, что весьма близко к периоду самого медленного из приливных колебаний, наблюдаемый практически во всех геосферах [6,7] с периодом 18.6 года. Некоторое уменьшение частоты по сравнению с ожидаемой обусловлено, по-видимому, влиянием диссипативных процессов. Построенная модель имеет эффективность 9.8%, значение статистики Фишера 14.8, а наихудший из показателей статистики Стьюдента $2\cdot10^{-5}$. Он получен для параметрического унтертона и означает, что вероятность его случайного присутствия в модели 0.002%. Сравнивая эти показатели с параметрами тренда (столбец 2 таблицы 2) мы видим, что по всем показателям статистической надежности колебательная модель долговременной изменчивости параметров снежного покрова существенно превосходит модель однонаправленного возрастания, соответствующую тренду. После исключения колебательной модели из остатков сезонного хода тренд «остатков остатков» (столбец 3 таблицы 2) оказывается статистически незначимым.

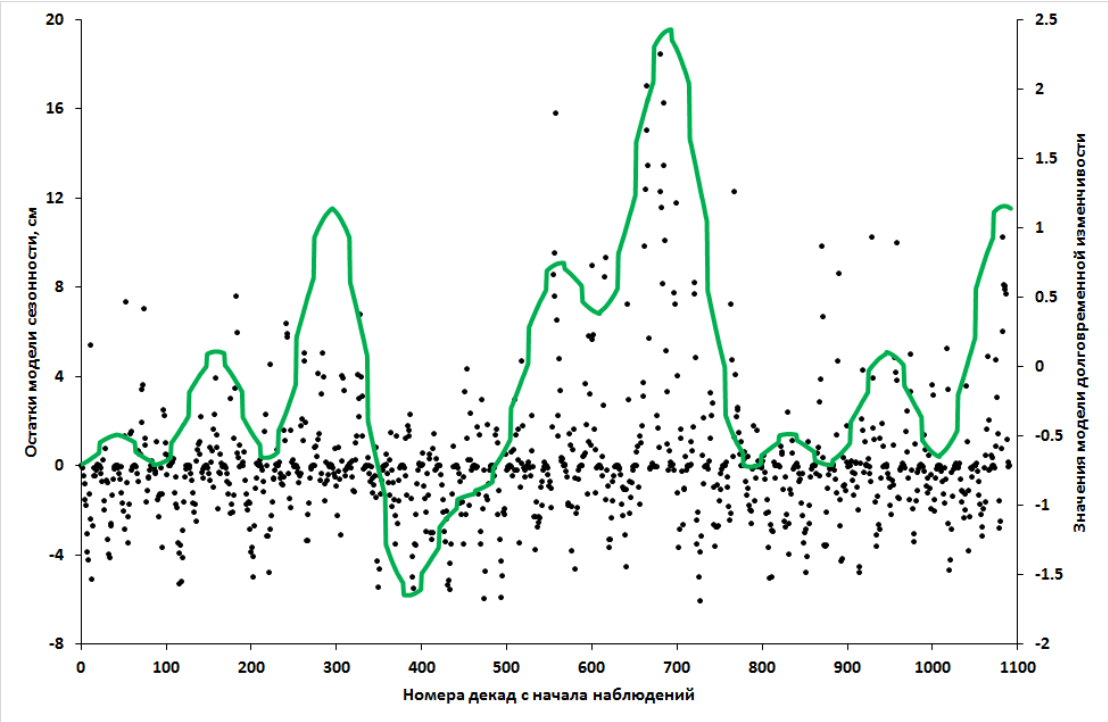


Рис.1. Региональная модель долговременной изменчивости параметров снежного покрова (точки – остатки сезонного хода, сплошная линия – модель)

ВЫВОДЫ

- Толщина снежного покрова для южных регионов России имеет ярко выраженный сезонный ход с коэффициентом детерминации не хуже 55%.
- Поля параметров сезонного хода являются достаточно гладкими и их изменчивость хорошо физически обусловлена.

- Модель обусловленности долговременной изменчивости толщины снежного покрова для южных регионов России медленными приливными колебаниями значительно более статистически надежна, чем модель положительного тренда, вытекающая из гипотезы о глобальном потеплении.

Благодарности.

Работа выполнена при частичной поддержке гранта РФФИ 16-05-00901а, за которую авторы сердечно благодарны.

Список используемых источников:

1. Кешева, Л.А. Структурный анализ и прогноз зимних осадков методом «Caterpillar»-SSA. А.А. Ташилова, Л.А. Кешева, С.Б. Балкарова, М.М. Шогенова, И.Н. Пшихачева, З.А.Таубекова // «Доклады АМАН». – 2013.– Т.15, №1.– С.106–114.
2. *Харкевич А. А*. Спектры и анализ — 4-е изд. — Москва : URSS : ЛКИ, 2007. — С. 89
3. Б.Л. ван дер Варден. Математическая статистика. М., ИЛ, 1960, с.148.
4. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Классическая механика. М., «Наука», Физматгиз, 1988, с.106-111.
5. Walkenbach J. «Excel 2013 Power Programming with VBA», Wiley, 2013, 754 p.
6. Марчук Г.И., Каган Б.А. «Динамика океанских приливов», Л., Гидрометеоиздат, 1982, 359 с.
7. Kruchenitsky G.M., Statnikov K.A. Statistical Modelling of Global Tectonic Activity and some Physical Consequences of its Results, Journal of Systemics, Cybernetics and Informatics, v. 13, #1, 2015, p.p. 51-55.

В.И. Батуев;
И.Л. Калюжный,
кандидат технических наук
Государственный гидрологический институт, г. Санкт-Петербург

ВРЕМЕННЫЕ ИЗМЕНЕНИЯ ПРОМЕРЗАНИЯ БОЛОТ СЕВЕРА И СЕВЕРО-ЗАПАДА РОССИИ

Многолетние комплексные наблюдения на сети болотных станций Росгидромета позволили определить глубины промерзания болот на территории Севера и Северо-Запада России, а также факторы, обуславливающие процесс промерзания. Установлено, что глубина промерзания зависит от температуры воздуха и теплоизолирующих свойств снежного покрова. Показано, что пространственная изменчивость глубин промерзания уменьшается с увеличением глубины. В период климатических изменений болота Севера и Северо-Запада страны начинают промерзать позже, чем в предшествующий период, а глубины промерзания уменьшаются на 31-32 % от первоначальных.

ВВЕДЕНИЕ

При использовании болотных массивов, как несущего основания для линейных сооружений и транспортных коммуникаций в условиях Севера и Северо-Запада ЕТР, необходимы сведения о значениях промерзания и оттаивания торфяной залежи, особенно при относительно высокой интенсивности изменения параметров современного климата. В послевоенные годы сами процессы промерзания болот детально изучались В.В. Романовым [4] и С.А. Чечкиным [6]. Однако долгосрочные режимные наблюдения за глубиной промерзания болот в то время отсутствовали и, собственно, формирование величины промерзания и ее ход в зависимости от меняющихся климатических параметров до настоящего времени является слабо изученной областью гидрометеорологии. Цель настоящей работы – на основе анализа имеющихся материалов наблюдений, дать объективную оценку временных изменений глубины промерзания болот Севера и Северо-Запада России на протяжении последних 50-60 лет.

ИСХОДНЫЕ МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ НАБЛЮДЕНИЙ

При выполнении настоящей работы были использованы результаты многолетних гидрометеорологических наблюдений на сети специализированных болотных станций Росгидромета, которая была создана в послевоенные годы. Для обеспечения широкого доступа к использованию материалов этих наблюдений в настоящее время начаты работы по созданию электронных баз данных [3]. Производство наблюдений на сети специализированных станций носило комплексный характер и проводилось по единым методикам, изложенным в соответствующих Наставлениях болотным станциям и постам. В качестве показателей промерзания, получаемых при помощи метода шурфования, принимались верхняя и нижняя границы мерзлого слоя и, визуальным методом, «масса» промерзания, т.е. содержание воды и льда в мерзлом слое.

ФАКТОРЫ, ОПРЕДЕЛЯЮЩИЕ ПРОМЕРЗАНИЕ БОЛОТ

Процесс промерзания болотных массивов есть результат сложного взаимодействия ряда внешних и внутренних факторов. Внешние факторы, к которым в первую очередь относится температура воздуха и снежный покров, являются определяющими в процессе промерзания болот. Внутренние факторы (влажность торфяной залежи и теплофизические свойства) так же определенным образом влияют на интенсивность промерзания залежи.

Начальный этап промерзания на болотах характеризуется наибольшей ее интенсивностью - до 0,5-0,8 см/сутки и более. При нарастании снежного покрова от 10-15 см и больше, интенсивность промерзания снижается до 0,2-0,3 см/сутки. Для получения расчетных формул по установлению глубины промерзания болот на различных

микроландшафтах необходимо использовать разный набор определяющих факторов в зависимости от заданной точности поставленной задачи.

По данным наблюдений с 1970 по 1990 годы на грядово-озерковом комплексе Иласского болота зависимость глубины промерзания гряд и озерков ($h_{г.о}$, см) от высоты снега (H, см), т.е. при учете только одного фактора, имеет высокий коэффициент корреляции (R=0,80) и определяется следующим уравнением:

$$h_{г.о.} = -0,65H + 63,5$$

Глубина промерзания (см) кустарничково-лишайникового микроландшафта олиго-мезотрофного Пулозерского болота, в зависимости от высоты снега и абсолютной суммы среднемесячных отрицательных температур ($|\Sigma(-\Theta)|$, ºС) может быть определена по следующему выражению:

$$h = 0,16|\Sigma(-\Theta)| - 0,63H + 71,3$$

Эта зависимость имеет коэффициент корреляции 0,54 и стандартную ошибку 12 см. Относительно низкий коэффициент корреляции полученной зависимости для данного микроландшафта свидетельствует о том, что не все факторы, определяющие процесс промерзания залежи, были учтены. А именно, олиго-мезотрофные болота в зимний период характеризуются высокой изменчивостью степени их обводнения, которая на олиготрофных болотах относительно стабильна.

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ И ВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ ХАРАКТЕРИСТИК ПРОМЕРЗАНИЯ

Пространственную изменчивость глубины промерзания в пределах болотного массива обуславливают такие факторы, как растительный покров, степень увлажнения, микрорельеф, неравномерность залегания снега и другие. Эта изменчивость от больших значений коэффициента вариации (0,3-0,4) при глубине промерзания до 20-30 см, уменьшается до величин менее 0,1 при глубине свыше 60 см. Наибольшая его величина наблюдается в начальный период промерзания.

Для оценки пространственной изменчивости на Пулозерском болоте производились измерения наибольшей глубины промерзания в господствующих микроландшафтах с учетом форм их микрорельефа. В результате, получено выражение (R=0,83) изменения коэффициента вариации C_v от глубины промерзания в границах конкретного болота:

$$C_v = 4253h^{-2,6}$$

Аналогичные зависимости получены и на других болотных массивах. Установлено, что в пределах олиготрофных и олиго-мезотрофных болот существуют устойчивые связи глубины промерзания между различными микроландшафтами. На олиготрофном болоте Ламмин-Суо теснота таких связей характеризуется коэффициентами корреляции от 0,74 до 0,88. Теснота связей глубины промерзания для элементов микрорельефа (гряд и мочажин) находится в пределах 0,70-0,73 и увеличивается по мере ее нарастания.

Промерзание болот северной части Кольского полуострова (болота Пулозерское, Краснощельское, Ловозерское) начинается в конце сентября и продолжается до первой половины апреля. В более южных районах (болота Алакурттинское, Канозерское) – в третьей декаде октября и оканчивается в конце марта. Полное оттаивание мерзлого слоя происходит в конце июля. В отдельные годы сезонное промерзание сохраняется весь теплый период.

Средняя величина максимального сезонного промерзания кустарничково-лишайникового микроландшафта на Пулозерском болоте составляет 58 см. Несколько меньше эта величина в осоково-пушицевом микроландшафте Краснощельского болота – 51 см. Более южные болота, Алакурттинское и Канозерское, промерзают заметно меньше – на 45 и 36 см соответственно. Экстремальные глубины промерзания, 80-90 см и выше, наблюдались на всех болотах, исключая Канозерское, на котором они не превышали 54 см.

На крупнобугристом микроландшафте Ловозерского болота начало промерзания бугров приходится на первую половину октября, топей – на 5-8 суток позже. На буграх промерзает

сезонный слой оттаивания, который в среднем составляет 63 см, и смыкается с многолетней мерзлотой. Среднее многолетнее промерзание топей составляет 68 см, при экстремальных значениях до 82-87 см. На вариабельность величины промерзания топей в значительной мере оказывает влияние формирование снежного покрова, который по высоте здесь в 2 раза больше, чем на буграх. Максимальное оттаивание бугров наблюдается в конце сентября, топей – на стыке июля-августа.

Многолетние наблюдения в Архангельской области показывают, что промерзание болот в среднем начинается во второй декаде октября и заканчивается в марте. Полное оттаивание мерзлого слоя торфяной залежи происходит в июле. Средняя величина максимального сезонного промерзания на мочажинах грядово-мочажинного комплекса составляет 51 см. На грядах эта величина не превышает 30-35 см. Гряды же грядово-озеркового комплекса наоборот, промерзают на меньшую глубину (25 см), чем озерки (43 см). Здесь так же сказывается влияние мощности снежного покрова на грядах и озерках, который составляет 55 и 35 см соответственно.

На Северо-Западе ЕТР начальный период промерзания из-за частых оттепелей становится все более продолжительным по времени и достигает двух месяцев (ноябрь-декабрь). Максимальное сезонное промерзание наблюдается во 2-ой декаде марта, а полное разрушение мерзлого слоя происходит уже в апреле. Средняя величина максимального сезонного промерзания наблюдается на повышениях сфагново-пушицево-кустарничкового, облесенного сосной микроландшафта [2,5] и составляет 23 см. В отдельные многоснежные зимние сезоны (2010-11 гг.) значительные по площади участки даже открытых болот не замерзают и лишь покрываются слоем изморози в 1-3 см.

Изменение климата последнего периода оказывает существенное влияние на гидрологический режим болот. В пределах Северо-Западного и Северного регионов России период 1977-80 гг. является рубежом, с которого наблюдаются изменения гидрологического режима болот и рост температуры торфяной залежи [1]. Среднегодовая температура воздуха на болоте Ламмин-Суо повысилась на 0,8ºС, а на Иласском массиве – на 1,2ºС. Повышение температуры приземного слоя обуславливает и изменение температуры по глубине торфяной залежи. За период 1980-2010 гг. средняя температура торфяной залежи на северо-западе зоны олиготрофных болот увеличилась на 1,1ºС. В северной части этой зоны торфяная залежь потеплела на 0,8ºС.

Изменилась и длительность периода промерзания на болотах. Так, если начало промерзания на болоте Ламмин-Суо обычно наблюдалось на стыке октября-ноября, то в настоящее время оно сместилось на средину ноября. Полное оттаивание мерзлого слоя, наблюдавшееся обычно в первой половине мая, сместилось на конец апреля.

На рис.1 представлено изменение значений максимального сезонного промерзания на болоте Ламмин-Суо за период наблюдений для мохово-лесной (1) и моховой (2) групп микроландшафтов [2,5]. Если для первой группы, на сфагново-кустарничково-пушицево-сосновом микроландшафте, прослеживается слабая тенденция к уменьшению слоя промерзания (с 20-21 до 16-17 см), то для другой группы эта же тенденция весьма значительна. Во второй половине XX века промерзание торфяной залежи на более открытых моховых микроландшафтах всегда было больше, чем на мохово-лесных. К началу XXI века в связи с относительным потеплением климата на Северо-Западе ЕТР такие различия практически отсутствуют и болота промерзают более равномерно по площади и на меньшую глубину.

На Севере ЕТР сроки промерзания и оттаивания на болотах так же изменились. Начало промерзания на болоте Иласское обычно приходилось на средину октября, то в настоящее время оно сместилось на начало ноября. Полное разрушение мерзлого слоя, наблюдавшееся обычно в июне, сместилось на середину мая.

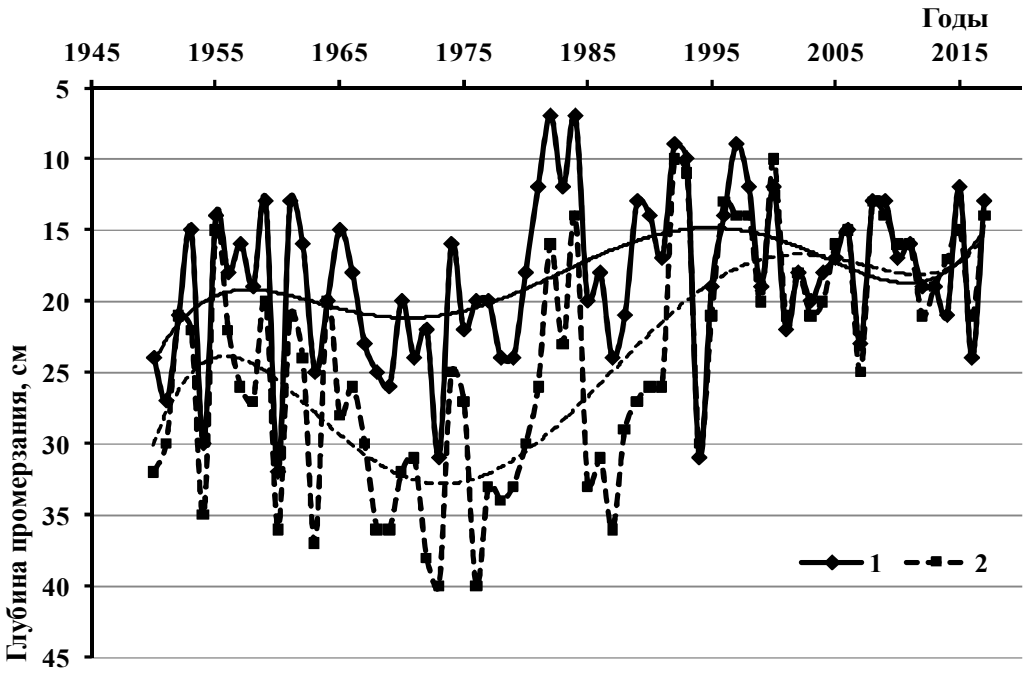


Рис.1. Изменение величины максимального сезонного промерзания торфяной залежи болота Ламмин-Суо: 1- сфагново-кустарничково-пушицево-сосновый; 2- сфагново-кустарничково-пушицевый, облесенный сосной

На грядах грядово-мочажинного комплекса Иласского болота среднее значение глубины промерзания 38 см (при наибольшей 62 см) за период с 1956-80 гг. к настоящему времени уменьшилось до 26 см (при наибольшей 47 см).

Между глубиной и «массой» (m, см) промерзания существует определенная связь, однако при высоком содержании влаги в деятельном слое, такие зависимости для различных микроландшафтов практически близки к тождеству. Пример такой зависимости для грядово-мочажинного комплекса Иласского болота имеет вид:

$$m = 0{,}96h + 0{,}51$$

Увеличение содержания в деятельном слое массы корневой системы болотной растительности и неразложившихся ее остатков, а так же их структурированность и наличие свободной пористости, делают такие связи более неоднозначными. От этого зависит несущая способность мерзлого слоя болотного массива. В условиях климатических изменений, при сжимании слоя промерзания, несущая способность болот уменьшается нелинейно. Если для начального периода наблюдений на болоте Ламмин-Суо средняя многолетняя максимальная сезонная нагрузка (временное сопротивление на изгиб) на мохово-лесных и моховых микроландшафтах (рис.1) соответствовала 48 и 71 кг/см^2, то в настоящее время для обеих групп она близка к 35 кг/см^2.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Главными факторами, определяющими глубину промерзания болот Севера и Северо-Запада, являются температура воздуха и мощность снежного покрова. На олиготрофных болотах фактор обводненности не играет определяющей роли, так как для начального периода промерзания она постоянна.

2. Установлена закономерность пространственной изменчивости глубины промерзания болот. Наибольшая ее вариация наблюдается при малых глубинах и понижается с увеличением глубины промерзания торфяной залежи.

3. При современных климатических изменениях болота Севера и Северо-Запада страны начинают промерзать в более поздние сроки, а разрушение мерзлого слоя

происходит в более ранний период. Вследствие этого сокращается как продолжительность наличия мерзлого слоя, так и максимальная глубина сезонного промерзания.

Список используемых источников

1. *Калюжный И.Л., Батуев В.И.* Формирование температурного режима торфяной залежи при изменении климатических характеристик в северной и северо-западной зоне олиготрофных болот ЕТР – СПб.: Тр. ГГО, 2015. Вып. 577. С. 156-168.
2. Методические указания по расчетам стока с неосушенных и осушенных болот. СТО ФГБУ ГГИ 08.30-2011 / *Батуев В.И и др./* – СПб.: Петербургский модный базар, 2011. 136 с.
3. Многолетние данные гидрометеорологических наблюдений на Зеленогорской болотной станции (болото Ламмин-Суо). Книга 1. / *Батуев В.И и др.*/ – ФГБУ ГГИ. Электронная база данных. Свидетельство о Гос. Регистрации № 2018620129 от 19.01.2018.
4. *Романов В.В.* Гидрофизика болот. – Л.: Гидрометеоиздат, 1961. 359 с.
5. *Усова Л.И.* Практическое пособие по ландшафтному дешифрированию аэрофотоснимков различных типов болот Западной Сибири. – СПб.: Нестор-История, 2009. 78 с.
6. *Чечкин С.А.* Водно-тепловой режим неосушенных болот и его расчет. – Л.: Гидрометеоиздат, 1970. 203 с.

Б.Д. Белан
доктор физико-математических наук, профессор;
Г.А. Ивлев;
Т.К. Скляднева
кандидат физико-математических наук
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

ВЫЯВЛЕНИЕ ВЗАИМОСВЯЗИ ВАРИАЦИЙ УЛЬТРАФИОЛЕТОВОЙ РАДИАЦИИ С ИЗМЕНЕНИЕМ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА, ОБЛАЧНОСТИ И АЭРОЗОЛЬНОЙ ОПТИЧЕСКОЙ ТОЛЩИ ДЛЯ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

В докладе анализируется взаимосвязь вариаций значений приземной ультрафиолетовой радиации с факторами на нее влияющими (общее содержание озона, облачность, аэрозольная оптическая толща) на примере многолетнего ряда наблюдений ультрафиолетовой (В) радиации в городе Томске.

Ключевые слова: общее содержание озона, ультрафиолетовая радиация, облачность, аэрозольная оптическая толщина.

ВВЕДЕНИЕ

Ультрафиолетовая радиация (УФ), поступающая на земную поверхность, является важным фактором влияния на многие атмосферные процессы, на изменение состава атмосферы в приземном слое. Следует отметить, что данные о многолетних вариациях УФ–радиации очень важны для определения ее кумулятивного действия на атмосферные процессы.

В настоящее время более чем в 200 пунктах, расположенных по всему миру, осуществляется мониторинг солнечной радиации в области спектра УФ-В. В России мониторинг радиации в УФ-В области осуществляется всего на нескольких станциях [1,2]. На TOR-станции ИОА СО РАН ($56^0 28'$ с.ш., $85^0 03'$ в.д.), расположенной в Академгородке города Томска с 2002 года ведется непрерывный мониторинг УФ-В радиации. Измерения осуществляются ультрафиолетовым пиранометром UVB-1 (Yankee Environmental Sistems, Inc., США) в диапазоне длин волн 280-320 нм.

К основным факторам, влияющим на поступление УФ–радиации, можно отнести облачность, альбедо подстилающей поверхности, атмосферный аэрозоль, озон и некоторые другие малые газовые примеси. Для коротковолновой части спектра УФ–радиации существенно увеличивается роль общего содержания озона [3].

В работе анализируется взаимосвязь вариаций значений приземной ультрафиолетовой радиации с факторами присутствующими в атмосфере Земли и изменяющими ее поглощающую способность (общее содержание озона (ОСО), облачность, аэрозольная оптическая толща (АОТ)). Для этого используется многолетний ряд наблюдений ультрафиолетовой (В) радиации в городе Томске, полученный авторами в рамках автоматического мониторинга параметров окружающей среды проводимого на TOR-станции ИОА СО РАН [4].

Рассматриваются суточные суммы УФ–В радиации, рассчитанные по данным ежечасных наземных измерений интегральной интенсивности УФ–В радиации ультрафиолетовым пиранометром UVB-1. Для анализа влияния на суточные суммы приходящей к поверхности Земли УФ-В радиации используются данные о содержании озона в столбе атмосферы и AOT_{500} полученные при спутниковых наблюдениях прибором AIRS (Atmospheric Infrared Sounde) и аэрозольных измерениях солнечным фотометром в Томске (программа Aerosol Robotic Network – AERONET). Дополнительно также использовалась синоптическая база данных за 1993-2016 гг. [5], содержащая ежечасную информацию о количестве общей и нижней облачности, форме облаков.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Общее содержание озона определяется в основном его стратосферной частью. На уровень ОСО могут оказывать влияние целый ряд факторов, в том числе и циркуляционные процессы в атмосфере, но его наибольшие изменения в Северном полушарии обусловлены ориентацией Земли относительно потока солнечного излучения. В свою очередь, изменение содержания озона в атмосфере сказывается на вариации притока УФ–радиации в нижнюю тропосферу. Измерения УФ–В радиации и сопоставление полученных данных с вариациями ОСО показали, что их связь хорошо прослеживается на длительных периодах и не всегда устойчива на коротких периодах [6,7]. Тем не менее, наличие обратной взаимосвязи очевидно – чем меньше ОСО, тем больше УФ–В радиации доходит до поверхности планеты.

Суточное поступление УФ–В радиации имеет ярко выраженный годовой ход с максимумом в летний период и минимумом зимой. Поэтому для оценки взаимосвязи вариаций УФ–В радиации и ОСО использовалось сравнение отклонений суточных сумм УФ–В радиации и средних значений ОСО для каждого дня (Y_i) от средних многолетних значений для данного дня времени года ($Y_{iсред}$). Полученный результат нормировался на средние многолетние значения для данного дня времени года за рассматриваемый период (2003-2016 гг.). Отклонения рассчитывались по формуле:

$$\Delta_i = (Y_i - Y_{iсред})/Y_{iсред} \cdot 100\% .$$

Таким образом, было получено два многолетних ряда (2003-2016 гг.) дневных отклонений УФ-В радиации (ΔУФ-B_i) и ОСО (ΔOCO_i), а так же ряды отклонений для каждого года. Между этими рядами выявлена хорошая корреляционная зависимость ΔУФ-B_i и ΔOCO_i как для отдельных лет, так и всего периода наблюдений (табл.1). Наилучшая корреляционная связь наблюдалась в 2011 году (r=-0,42) , минимальная – в 2006 (r=-0,22). Все значения коэффициента корреляции значимы с вероятностью 0,9995.

Таблица 1

Коэффициент корреляции ΔУФ-B_i и ΔOCO_i

год	**2003**	**2004**	**2005**	**2006**	**2007**	**2008**	**2009**	**2010**
r	-0,26	-0,24	-0,31	-0,22	-0,34	-0,28	-0,33	-0,30
год	**2011**	**2012**	**2013**	**2014**	**2015**	**2016**	**2003-2016**	
r	-0,42	-0,25	-0,26	-0,34	-0,40	-0,41	-0,30	

В качестве примера на рисунке 1 для 2011 года показаны относительные изменения ОСО и суточных сумм УФ–В радиации от средних многолетних значений.

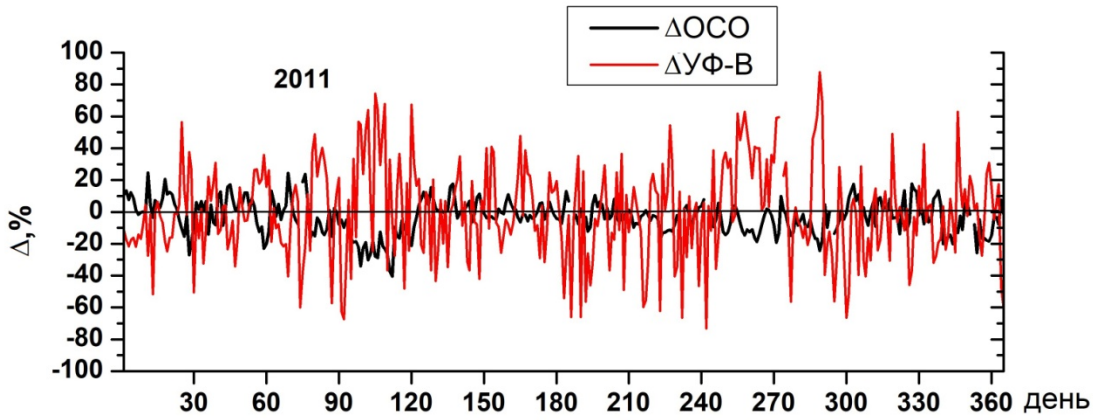


Рис.1. Отклонение УФ-В радиации и ОСО в 2011 гг. от средних многолетних значений.

Сделаны оценки совместного влияния облачности и АОТ на суточное поступление УФ-В радиации при изменении ОСО. Для этого из всего массива данных было сформировано несколько массивов данных, отсортированных по признаку наличия того или иного балла

облачности в светлое время суток. В итоге получилось пять массивов с разным баллом общей облачности ($N_{общ}$): $N_{общ}\leq 2$, $2< N_{общ}\leq 4$, $4< N_{общ}\leq 6$, $6< N_{общ}\leq 8$, $8< N_{общ}\leq 10$. На рисунке 2а и 2б, в качестве примера, показана зависимость отклонения УФ-В радиации (ΔУФ-B_i) от соответствующего отклонения ОСО (ΔOCO_i) для ясных ($N_{общ}\leq 2$) и пасмурных ($8< N_{общ}\leq 10$) дней. Затем внутри каждого из пяти полученных массивов данных, были выбраны дни с $AOT_{500} \leq 0{,}15$ (чистая атмосфера). Примеры зависимости (ΔУФ-B_i) от (ΔOCO_i) приведены на рисунке 2в и 2г.

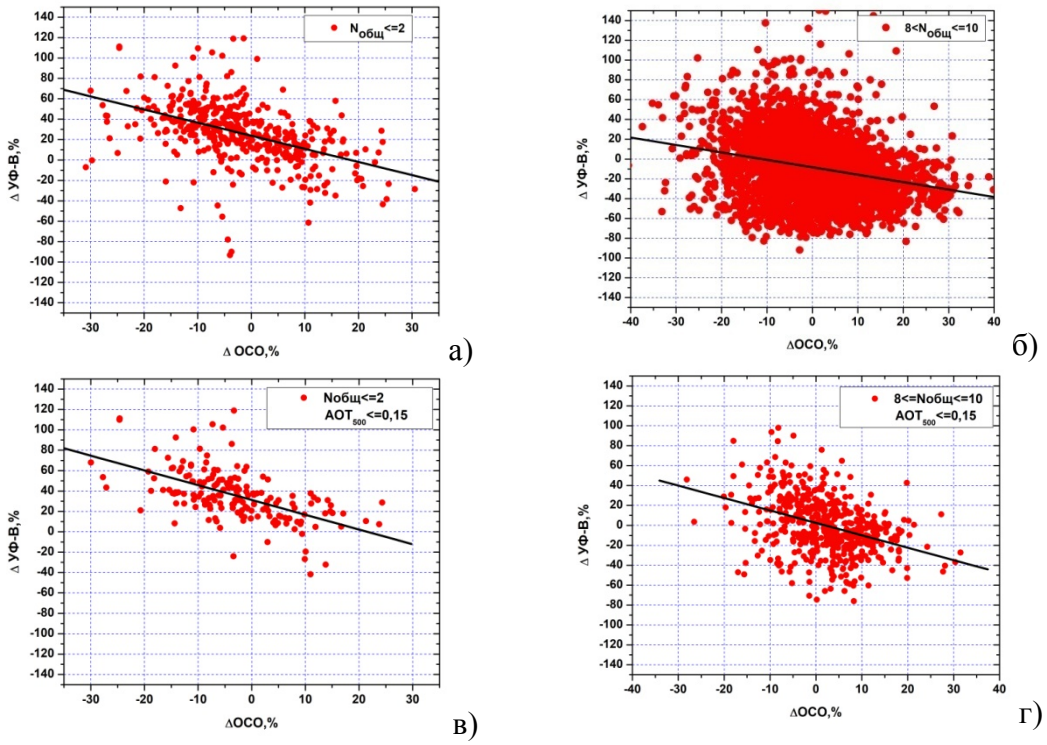


Рис.2. Регрессионная связь ΔУФ-B_i и ΔOCO_i для ясных и пасмурных дней.

В результате обработки данных по пяти массивам, сформированным с учётом балла облачности, без учёта АОТ и по пяти массивам, сформированным с учётом АОТ были выявлены зависимости (ΔУФ-B_i) от (ΔOCO_i) для каждого диапазона балла облачности, как без учёта АОТ, так и для $AOT_{500} \leq 0{,}15$ (табл.2).

Таблица 2

Зависимости (ΔУФ-B_i) от (ΔOCO_i) при разном балле облачности и АОТ

$N_{общ}$, балл	*a*	*b*	$N_{случ}$	$AOT_{500}\leq 0{,}15$		
				a	*b*	$N_{случ}$
$N_{общ}\leq 2$	-1,29	23,8	421	-1,45	31,2	175
$2< N_{общ}\leq 4$	-1,58	23,6	241	-1,88	30,5	81
$4< N_{общ}\leq 6$	-1,24	21,7	331	-1,63	28,4	128
$6< N_{общ}\leq 8$	-1,36	14,9	594	-1,64	19,2	220
$8< N_{общ}\leq 10$	-0,75	-8,4	3521	-1,25	2,5	520
$N_{общ}\leq 6$	-1,35	23,0	994	-1,59	30,1	384
Примечание: *a, b* – коэффициенты линейного уравнения $Y=a*X+b$						

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Из проведенного в работе анализа следует, что в условиях прозрачной атмосферы с облачностью до 6 баллов приращение дневных сумм УФ–В радиации, в случае уменьшения ОСО, на 30,1% выше среднего многолетнего значения. При этом, для облачности такой же балльности, но без учёта АОТ среднее многолетнее приращение УФ–В радиации составляет уже 23%. Для облачности $6< N_{общ}\leq 8$ и $8< N_{общ}\leq 10$ в условиях прозрачной атмосферы приращение УФ–В радиации составляет 19,2% и 2,5% соответственно, без учёта АОТ – 14,9% и -8,4%. Из этого можно сделать вывод, что в зависимости от балла облачности при $АОТ_{500} \leq 0{,}15$, суточное поступление УФ–В радиации в среднем будет выше на 7,1% для дней с облачностью от 0 до 6 баллов, на 4,5% – для дней с облачностью $6< N_{общ}\leq 8$ и на 10,9% для дней с облачностью $8< N_{общ}\leq 10$. В исследованиях не учитывались данные по альбедо подстилающей поверхности, которые так же могут вносить существенный вклад в вариативность зависимости значений УФ–В радиации от ОСО.

Работа выполнена при поддержке РНФ, грант 17-17-01095.

Список используемых источников

1. *Chubarova N., Nezval Ye.* Thirty year variability of UV irradiance in Moscow // J. Geophys. Res. – 2000. – V. 105., No D10. – Pp. 12529–12539.
2. *Нахаев М.И., Ананьев Л.Б., Иванова Н.С., Звягинцев А.М., Кузнецова И.Н., Шалыгина И.Ю.*. Ультрафиолетовая облученность, УФ-индекс и их прогнозирование // Труды Гидрометцентра России. – 2014. – Вып. 351. – С. 173-187.
3. Scientific Assessment of Ozone Depletion: 2006 //World Meteorological Organization, Global Ozone Research and Monitoring Project. –2007. – Report No 50. – 572 p.
4. *Matvienko G.G., Belan B.D., Panchenko M.V., Sakerin S.M., Kabanov D.M., Turchinovich S.A., Turchinovich Yu.S., Eremina T.A., Kozlov V.S., Terpugova S.A., Pol'kin V.V., Yausheva E.P., Chernov D.G., Odintsov S.L., Burlakov V.D., Arshinov M.Yu., Ivlev G.A., Savkin D.E., Fofonov A.V., Gladkikh V.A., Kamardin A.P., Belan D.B., Grishaev M.V., Belov V.V., Afonin S.V., Balin Yu.S., Kokhanenko G.P., Penner I.E., Samoilova S.V., Antokhin P.N., Arshinova V.G., Davydov D.K., Kozlov A.V., Pestunov D.A., Rasskazchikova T.M., Simonenkov D.V., Sklyadneva T.K., Tolmachev G.N., Belan S.B., Shmargunov V.P., Voronin B.A., Serdyukov V.I., Polovtseva E.R., Vasil'chenko S.S., Tikhomirova O.V., Ponomarev Yu.N., Romanovskii O.A., Sinitsa L.N., Marichev V.N., Makarova M.V., Safatov A.S., Kozlov A.S., Malyshkin S.B., Maksimova T.A.* Instrumentation complex for comprehensive study of atmospheric parameters // International Journal of Remote Sensing. –2014. – V. 35, №15. – P. 5651–5676. DOI:10.1080/01431161.2014.945015.
5. *Скляднева Т.К., Рассказчикова Т.М., Аршинова В.Г.* Синоптическая база Томска // Свидетельство о государственной регистрации базы данных №2013620769 от 1 июля 2013 г. Правообладатель: ИОА СО РАН (RU).
6. *Casale G.R.,Meloni D., Palmieri S., Siani A.M.* Solar UV-B irradiance and total ozone in Italy: Fluctuations and trends // J. Geophys. Res. – D.2000. – V.105, N 4. – P. 4895-4901.
7. *Fountoulakis I., Bais A.F., Fragkos K., Meleti C., Tourpali K., Zempila M.M.* Short- and long-term variability of spectral solar UV irradiance at Thessaloniki, Greece: effects of changes in aerosols, total ozone and clouds //Atmos. Chem. Phys. – 2016. – V. 16. – P. 2493–2505.

А.А. Бычков*;
В.П. Корнеев*,
кандидат технических наук;
Б.Н. Сергеев*,
кандидат физико-математических наук;
Г.Г. Щукин**,
доктор физико-математических наук, профессор
* Агентство атмосферных технологий, г. Москва
** ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

ИССЛЕДОВАНИЕ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЛЁГКИХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ В СОСТАВЕ МОБИЛЬНОГО КОМПЛЕКСА АВ С ЦЕЛЬЮ ИСКУССТВЕННОГО УВЕЛИЧЕНИЯ ОСАДКОВ

В докладе приводятся результаты теоретических исследований эффективности применения лёгких летательных аппаратов в работах по ИУО методами численного моделирования при проведении воздействий на основные типы облачности (слоистообразная и конвективная). Анализ результатов численных экспериментов показал, что легкомоторные самолёты могут эффективно использоваться в работах по ИУО и имеют хорошие перспективы применения в составе разработанного мобильного комплекса активных воздействий.

Ключевые слова: теоретические исследования, активные воздействия, слоистообразные облака, конвективные облака, лёгкие летательные аппараты, мобильный комплекс активных воздействий.

ВВЕДЕНИЕ

В 2016 году АНО «Агентством АТТЕХ» с целью повышения эффективности управления работами по активному воздействию (АВ) был создан мобильный комплекс АВ.

Мобильный комплекс АВ включает в себя:

- малогабаритный метеорологический радиолокатор (ММРЛ) «КОНТУР – МЕТЕО - 01» с системой цифровой обработки и регистрации информации; [1]
- систему, обеспечивающую взаимодействие и канал приёма - передачи данных между оперативным центром и самолётами воздействия;
- оперативный центр (ОЦ) управления работами по АВ на базе мобильного пункта управления (МПУ), включающий подсистемы оперативной обработки и архивирования данных; [2]
- лёгкий летательный аппарат, оборудованный современными техническими средствами воздействия и бортовым комплектом системы приёма – передачи информации.

В рамках создания мобильного комплекса АВ были выполнены работы по технической доработке ММРЛ, а также по разработке модернизированного программного обеспечения, позволяющего использовать его в качестве источника радиолокационной метеорологической информации. Выполненные технические доработки системы передачи данных между ОЦ и самолётами воздействия, а также проведенные работы по разработке современных технических средств воздействия на базе самолётного аэрозольного генератора САГ – 26, предназначенных для проведения работ по ИУО, позволили использовать в составе мобильного комплекса АВ лёгкие летательные аппараты.

Применение мобильного комплекса АВ позволяет выполнять оперативные работы по ИУО в местах, где ранее такая возможность отсутствовала (вдали от аэродромов, в горных районах, в других труднодоступных места и вне зоны действия радиолокационной сети Росгидромета). Благодаря этому может быть обеспечена возросшая в последние годы потребность в проведении оперативных работ по ИУО в интересах сельского хозяйства, характеризующихся относительно небольшими площадями и требующих высокой мобильности применяемых технических средств. [2]

На рисунке 1 представлен разработанный мобильный комплекс АВ.



Рис. 1. Мобильный комплекс АВ.
1 – лёгкий летательный аппарат, оборудованный средствами воздействия;
2 – ММРЛ «КОНТУР – МЕТЕО – 01»;
3 – ОЦ управления работами по АВ на базе МПУ.

Важной задачей при внедрении мобильного комплекса АВ является выполнение теоретических исследований по оценке эффективности применения лёгких летательных аппаратов в составе мобильного комплекса с целью ИУО.

Одним из основных инструментов, позволяющих произвести оценку эффективности различных средств воздействия, является численное моделирование процесса воздействия. Преимуществом применения моделирования является возможность определения на этапе планирования степени влияния на эффективность АВ таких факторов, как выбор метода воздействия, типа применяемых технических средств воздействия, а также режима работы выбранных технических средств с учётом конкретных синоптико – климатических и географических условий. [3]

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЛЁГКИХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ В РАБОТАХ ПО АВ НА СЛОИСТООБРАЗНЫЕ ОБЛАКА

Для проведения теоретических исследований эффективности применения лёгких летательных аппаратов при проведении АВ на слоистообразные облака в работе использовалась численная модель «Seeding». [5]

С помощью модели «Seeding» были проведены численные эксперименты по оценке эффективности воздействия на слоистообразную облачность с использованием лёгкого летательного аппарата и применяемого в настоящее время в работах по ИУО самолёта Ан-26. [3]

С целью оценки эффективности воздействий на слоистообразную облачность пиропатронами ПВ-26 с помощью самолёта Ан-26 и пиротехническими генераторами САГ-26 с использованием лёгкого летательного аппарата выполнено численное моделирование развития осадков как при естественном ходе процессов, так и при АВ. Анализировалось изменение интенсивности и количества осадков, вызванных проведением АВ.

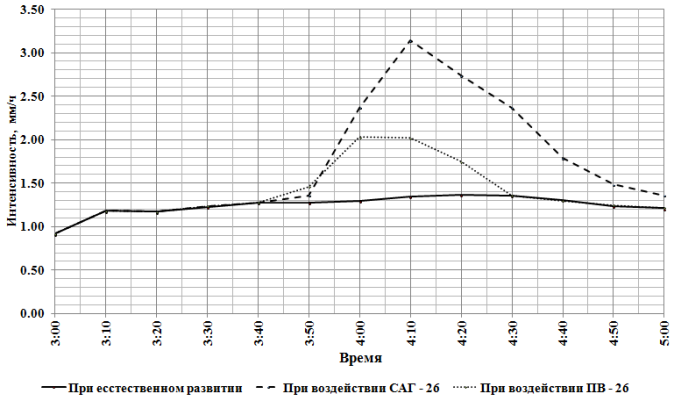


Рис. 2. Изменение интенсивности осадков (мм/ч) при воздействии ПВ-26, САГ-26 и при естественном развитии.

Из рис. 2, на котором приведен график изменения интенсивности осадков, полученных в результате выполненных воздействий, видно, что при воздействии с помощью пиропатронов ПВ-26 и генераторов САГ-26 эффект ИУО проявляется через 40 – 50 минут после начала воздействий и наблюдается в течение 1 – 1,5 часов, после чего интенсивности осадков возвращаются к уровню естественных осадков.

На рис. 3 представлен график изменения значений суммы осадков (%) при проведении воздействий по сравнению с естественным количеством осадков.

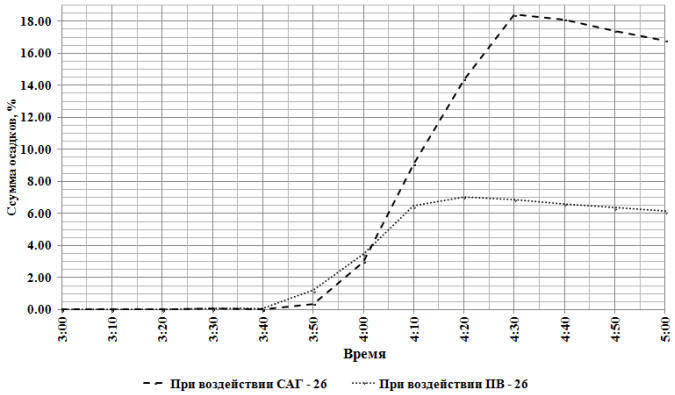


Рис. 3. Изменение суммы осадков (%) при проведении воздействий по сравнению с естественным количеством осадков.

Из рисунка видно, что максимальные значения увеличения суммы осадков при воздействии генераторами САГ–26 достигали 18 %, а при воздействии пиропатронами ПВ–26 достигало 7%.

Различия в эффективности выполненных воздействий объясняются тем, что толщина слоя водности, воздействие на который приводит к эффекту ИУО, ограничивается километровым слоем и составляет 50% от слоя, прорабатываемого пиропатронами ПВ–26. Вследствие этого в первом случае концентрация зародышей осадков, а также и интенсивность осадков, оказывается выше, чем во втором случае.

Таким образом, можно сделать вывод, что эффективность воздействий по верхней границе наблюдавшейся 5 мая 2014 года слоистообразной облачности генераторами САГ–26 с использованием лёгкого летательного аппарата, не уступает по эффективности воздействиям пиропатронами ПВ–26 с самолёта Ан–26. [3]

Результаты выполненных теоретических исследований позволяют оценить эффективность применения лёгких летательных аппаратов в работах по ИУО при реализации технологии засева облаков сверху.

Результаты экспериментальных исследований по проведению АВ в подоблачном слое

конвективных облаков [4] показывают, что данный способ воздействия может быть перспективным для применения лёгких летательных аппаратов в работах по ИУО. В связи с этим, актуальной задачей становится проведение теоретических исследований с целью оценки эффективности применения лёгких летательных аппаратов при реализации технологии засева под основанием конвективного облака.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ ПРИМЕНЕНИЯ ЛЁГКИХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ В РАБОТАХ ПО АВ НА КОНВЕКТИВНЫЕ ОБЛАКА

Для проведения теоретических исследований эффективности применения лёгких летательных аппаратов при проведении активных воздействий на конвективные облака была использована нестационарная численная модель Cloud, позволяющая производить численное моделирование воздействий на конвективные облака с помощью самолётных пиротехнических генераторов и пиропатронов. При численном моделировании воздействий учитываются динамические и микрофизические процессы, протекающие как в ходе естественного развития облака, так и при проведении воздействий.

Динамическая часть модели основана на негидростатических уравнениях влажной конвекции. Система уравнений динамики включает: уравнение движения воздуха (1), уравнение неразрывности (5), уравнение сохранения энергии (6) и уравнение массы водяного пара (7).

Уравнения движения воздуха имеют вид:

$$\frac{\partial}{\partial t}\bar{\rho}u_i + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}u_j u_i\right) = \frac{\partial \acute{p}}{\partial x_i} + \delta_{i3}\bar{\rho}g\left(\frac{\grave{\theta}}{\bar{\theta}} + \epsilon\grave{q}_v - q_w - q_i - q_r - q_s - q_g - \frac{\grave{p}}{\kappa\bar{p}}\right) + \frac{\partial \tau_{ij}}{\partial x_j}, \quad (1)$$

где u_i (i=1,2,3) - составляющие скорости ветра, x_i (i=1,2,3) - декартовы координаты, δ_{ij} - дельта-функция, g - ускорение свободного падения, $\kappa = c_p/c_v$, $\epsilon=R_v/R_d-1=0.608$, q_w, q_i, q_r, q_s, q_g, - отношения смеси для массы облачных капель (водности), ледяных кристаллов (лёдности), дождевых капель (водности), снежинок и частиц крупы (лёдности) соответственно, c_p и c_v - удельная теплоёмкость сухого воздуха при постоянном давлении и постоянном объёме, R_v и R_d - газовая постоянная для водяного пара и сухого воздуха. Тензор напряжений τ_{ij} представляется в виде [6,7]

$$\boldsymbol{\tau_{ij} = \bar{\rho} K_m D_{ij}} \quad (2)$$

Тензор деформации скорости равен

$$\boldsymbol{D_{ij} = \frac{\partial u_i}{\partial x_j} + \frac{\partial u_j}{\partial x_i} - \frac{2}{3}\delta_{ij}\frac{\partial u_k}{\partial x_k}} \quad (3)$$

Коэффициент турбулентности определяется как

$$\boldsymbol{K_m = \frac{c\Delta^2}{\sqrt{2}}\,\mathrm{def} \quad \mathrm{def}^2 = \sum_i \sum_j D_{ij}^2} \quad (4)$$

где $\Delta = (\Delta x,\ \Delta y,\ \Delta z)^{1/3}$- масштаб турбулентности; $\Delta x,\ \Delta y,\ \Delta z$ – шаги сетки в направлениях *x, y, z*; *c* – постоянная.

Уравнение неразрывности:

$$\boldsymbol{\frac{\partial}{\partial x_i}\bar{\rho}u_i = 0} \quad (5)$$

Уравнения сохранения энергии и массы водяного пара записываются в виде:

$$\frac{\partial}{\partial t}\bar{\rho}\theta + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}u_j\theta\right) = \left(\frac{L_e}{c_p\bar{T}}\dot{M}_{ve} + \frac{L_s}{c_p\bar{T}}\dot{M}_{vs}\right)\theta + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}K_m\frac{\partial\theta}{\partial x_j}\right) \quad (6)$$

$$\frac{\partial}{\partial t}\bar{\rho}q_v + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}u_j q_v\right) = -\dot{M}_{ve} - \dot{M}_{vs} + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}K_m \frac{\partial q_v}{\partial x_j}\right), \quad (7)$$

где скорость изменения массы водяного пара $\dot{M}_{ve}$ – из-за конденсации и испарения, $\dot{M}_{vs}$ – из-за сублимации; Le и Ls – удельная теплота испарения и сублимации; $\overline{T}$– абсолютная температура воздуха.

В модели учитываются пять видов частиц: облачные капли, ледяные кристаллы, дождевые капли, снежинки, частицы крупы, которые описываются следующими уравнениями:

$$\frac{\partial}{\partial t}\bar{\rho}q_n + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}\left(u_j - \delta_{j3}v_{gj}\right)q_n\right) = \dot{Q}_n + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}K_m \frac{\partial q_n}{\partial x_j}\right), \quad (8)$$

где n = r, i, s, g; Q_n – источники и стоки масс частиц.

Для концентрации ледяных кристаллов N_i используется уравнение:

$$\frac{\partial}{\partial t}\bar{\rho}N_i + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}u_j - \delta_{j3}v_{gi}\right)N_i\right) = \dot{N}_ı + \frac{\partial}{\partial x_j}\left(\bar{\rho}K_m \frac{\partial N_i}{\partial x_j}\right), \quad (9)$$

где v_{gi}– средняя скорость падения кристаллов, $\dot{N}_ı$– источники и стоки концентрации ледяных кристаллов.

В модели учитываются в параметризованном виде 14 типов микрофизических процессов.

В случае моделирования АВ добавляются ещё два вида частиц: частицы AgI и ледяные кристаллы, образовавшиеся в результате активации частиц AgI, и соответствующие уравнения переноса.

Для уравнений движения, энергии и возмущения влажности на боковых границах ставятся условия открытых границ, которые позволяют избежать отражения волновых возмущений от боковых границ. Для уравнений переноса частиц на боковых границах ставятся условия равенства нулю нормального градиента. На нижней и верхней границе предполагается отсутствие возмущений всех величин, кроме возмущений, горизонтальных составляющих скорости, для которых предполагаются условия скольжения.

Для возмущения давления на боковых границах и на нижней границе ставятся условия равенства нулю градиента. На верхней границе возмущение давления равно нулю.

При моделировании конвективного облака начальное состояние атмосферы определяется с помощью радиозондовых данных о вертикальных профилях давления, температуры и влажности.

Развитие конвективного облака инициализируется с помощью локального возмущения температуры с максимумом 1 – 1,5°С.

С целью оценки эффективности воздействий на конвективную облачность пиропатронами ПВ-26 с помощью самолёта Ан-26 и пиротехническими генераторами САГ-26 с использованием лёгкого летательного аппарата типа были проанализированы результаты численного моделирования интенсивности и количества осадков, полученные как при естественном развитии облачности, так и при проведении воздействий.

Представленный на рис 4 график изменения интенсивности осадков позволяет оценить эффект искусственного увеличения осадков.

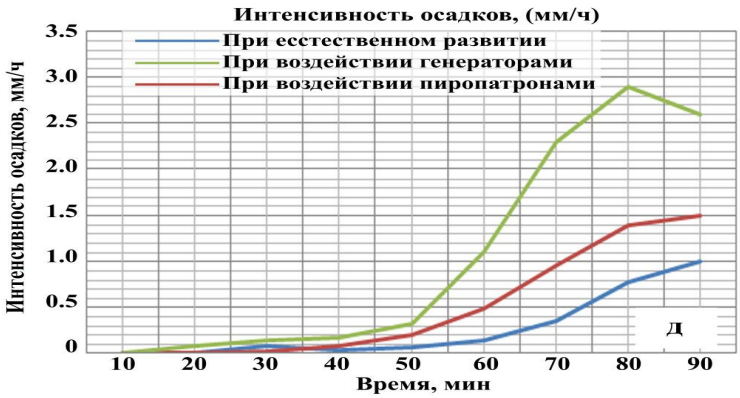


Рис. 4. Изменение интенсивности осадков (мм/ч)

Наблюдаемые различия эффективности воздействий выполненных с помощью пиротехнических генераторов и пиропатронов показывают, что эффективность воздействия существенно зависит от места и времени внесения реагента.

Тем не менее результаты численных расчётов достаточно достоверно показали, что воздействие с лёгкого летательного аппарата на уровне нижней границы конвективной облачности путём непрерывного диспергирования AgI пиротехническими генераторами позволяет достичь эффекта искусственного увеличения осадков.

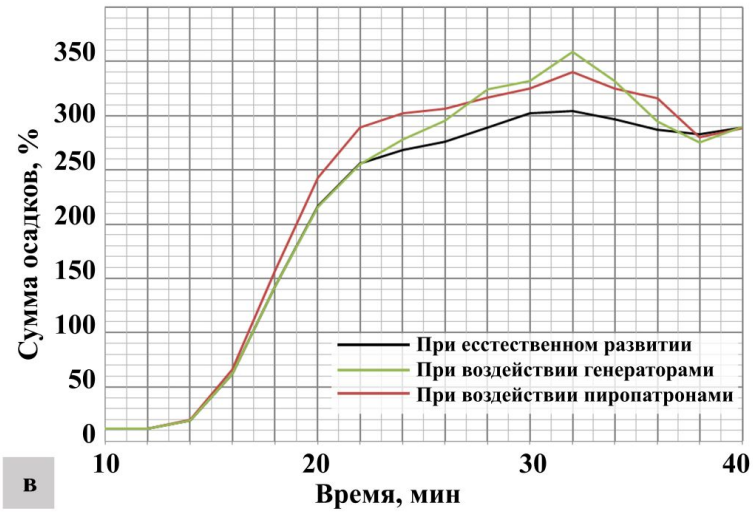


Рис. 5. Изменение суммы осадков (мм/ч) при воздействии ПВ-26, САГ-26 и при естественном развитии.

Из графика изменения суммы осадков (рисунок в), построенного по результатам численного эксперимента видно, что максимальные значения увеличения суммы осадков при воздействии генераторами достигали 18%, а при воздействии пиропатронами 11%.

ВЫВОДЫ

1. Разработанный мобильный комплекс АВ, включающий в себя современные технические средства воздействия и программно – аппаратные средства контроля и оценки эффективности работ по АВ позволяет обеспечить проведение оперативных работ с целью ИУО с применением лёгких летательных аппаратов в тех районах, где ранее такая возможность отсутствовала.
2. Результаты выполненных теоретических расчётов по оценке эффективности воздействия на слоистообразное облако показали, что проведение воздействий с помощью пиротехнических генераторов, установленных на борту лёгкого летательного аппарата (на уровне верхней границы облачности) позволяет достичь эффекта ИУО от 10 до 30%.

3. Результаты выполненных теоретических расчётов по оценке эффективности воздействия на конвективное облако, показали, что в случае воздействий с помощью пиротехнических генераторов, под основанием облака с борта лёгкого самолёта эффект ИУО начинает проявляться через 20 – 30 минут и достигает 18% относительно естественного уровня осадков.

Список используемых источников

1. *А.А. Бычков, Б.П. Колосков, В.П. Корнеев, А.М. Петрунин, А.В. Частухин, А.В. Шаповалов, Г.Г. Щукин, В.Ю. Жуков* / Использование мобильного метеорологического радиолокатора «КОНТУР – МЕТЕО – 01» в работах по АВ на облака. // Сборник научных трудов Международной научной конференции с элементами научной школы «Инновационные методы и средства исследований в области физики атмосферы, гидрометеорологии, экологии и изменения климата». – Ставрополь. – 2013. – С. 313-316.
2. *А.А. Бычков, А.М. Петрунин, А.В. Частухин* / Мобильная система активных воздействий с целью искусственного увеличения осадков. // Труды Военно-космической академии им. А.Ф. Можайского. – 2016. – № 653. – С. 67-70.
3. *А.А. Бычков, Б.Н. Сергеев, Г.Г Щукин* / Оценка эффективности искусственного увеличения осадков с использованием легких летательных аппаратов // Научно-теоретический журнал «Учёные записки Российского государственного гидрометеорологического университета». 2017. – № 47. – С. 68-79.
4. *Козлов В.Н.* Тушение лесных пожаров искусственно вызванными осадками. / В.Н. Козлов, А.В. Лихачев, С.М. Окунев, А.П. Щербаков // Тр. НИЦ ДЗА (Филиал ГГО), 2002. – Вып. 4(552) – С. 152-164.
5. Численное моделирование переноса реагента при работах по активным воздействиям на облака / *Б.П. Колосков, В.П. Корнеев, А.В. Клейменова* // Метеорология и гидрология. 2012. № 12. — С. 44–54.
6. *Lilly D. K* /On numerical simulation of buoyant convection.// Tellus, 1962, 14, 148-172.
7. *Smagorinsky J.*/ General circulation experiments with the primitive equation: 1. The basic experiment. // Mon. Wea. Rev., 1963, 91, 99-164.

Л.Б. Волкомирская *,
кандидат физико-математических наук;
В.В. Варенков*;
О.А. Гулевич*,
кандидат физико-математических наук;
А.Е. Резников*,
доктор физико-математических наук, профессор;
В.И. Сахтёров*,
кандидат физико-математических наук;
А.М. Мерзлый**,
кандидат технических наук;
В.В. Тихонов***,
кандидат технических наук
* ИЗМИРАН, г. Москва, г. Троицк
** ИКИ РАН г.Москва
*** ЗАО «РТИС ВКО» г. Тверь

ПРИМЕРЫ ОБНАРУЖЕНИЯ ГЛУБОКОЗАЛЕГАЮЩИХ ПОДЗЕМНЫХ ХОДОВ И ШАХТ В РАЗЛИЧНЫХ ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Обсуждаются результаты экспериментов по обнаружению в сухих почвах угольных шахт в штатах Новый Южный Уэльс и Квинслэнд (Австралия) и соляных шахт в республики Беларусь, а также подземных ходов в солёных глинистых морских отложениях (Израиль). Представленные результаты демонстрируют возможность обнаружения подземных тоннелей на глубине до 100 метров в часто встречающихся на практике типах почв с использованием георадаров «Грот», имеющих реальный динамический диапазон более 150 дБ.

Для генерирования зондирующих импульсов в георадарах «Грот» используется так называемый «метод ударного возбуждения». Передающая антенна (как и приемная) в общем случае является резонансной системой, имеющей собственную частоту и добротность, определяемую геометрией антенны (длиной, формой) и свойствами подстилающей поверхности и может быть либо осциллирующей, либо апериодической, в зависимости от потерь энергии системы на радиоизлучение и тепло[1,2]. Радарограммы, получаемые с помощью апериодического сигнала, обладают существенно лучшим качеством по разрешению, чем при использовании осциллирующего сигнала. Однако использование апериодического сигнала связано с дополнительными потерями энергии в антенне и используется в георадарах с большим реальным потенциалом, когда можно «обменять» часть энергетики прибора на повышение качества экспериментальных данных.

При перемещении радара по трассе участки земли могут менять свою диэлектрическую проницаемость ε и проводимость σ, а это может приводить к изменению формы излучаемого зондирующего импульса[3]. При радиолокационном зондировании однородного слоя толщиной h на вход приемной антенны попадают как минимум три сигнала: прямой (поверхностная волна), сигнал, отраженный от верхней границы слоя и сигнал, отраженный от нижней границы слоя. Возможны также сигналы от границ неоднородностей включений в слое. Ряд волновых форм, формируемый при профилировании, содержит всю доступную для георадаров информацию о диэлектрической проницаемости и затухании сигнала в подповерхностной среде и может быть изучен с помощью современных методов и алгоритмов[3,4]. Представление амплитуды регистрируемого сигнала в линейном и логарифмическом масштабе позволяет оперативно оценить затухание сигнала в подповерхностных слоях. В теоретических рассмотрениях обычно используется плоскослоистая, параллельная земной поверхности модель среды, и в такой среде каждый слой предполагается однородным с постоянной диэлектрической проницаемостью и омическим затуханием за счет проводимости. В такой модели

зондирующий сигнал отражается только на границах перехода между слоями и на объектах, имеющих отличные от вмещающей среды электродинамические параметры. Но практика исследования различных объектов георадарами серии «Грот» показывает[5], что такая модель далека от реальности. Поэтому успех локализации подповерхностных пустотных объектов определяется конструктивными особенностями георадаров и последующей обработкой результатов экспериментов[6].

Результаты экспериментов.

В штате Новый Южный Уэльс (Австралия) в провинции Улан, в 1949 году были закрыты нерентабельные угольные шахты, а в 2009 году были начаты работы по планированию прокладки новой автомагистрали над ними. К этому моменту крепь у входа в шахту была повреждена, свод частично обрушился, и это исключало возможность попадания в неё наблюдателей по соображениям безопасности. Предстояло, перемещая георадар вдоль трассы предполагаемой магистрали, установить места её пересечения с подземными выработками и попытаться качественно определить состояние сводов заброшенных шахт.

Было пройдено несколько профилей с различными антеннами и передатчиками. При использовании антенн 2м и шагом 1 метр удалось разделить отражения от двух примыкающих друг к другу каналов с диаметром 3 метра каждый, определить геометрию зоны разуплотнения грунта над выработкой (рис.1).

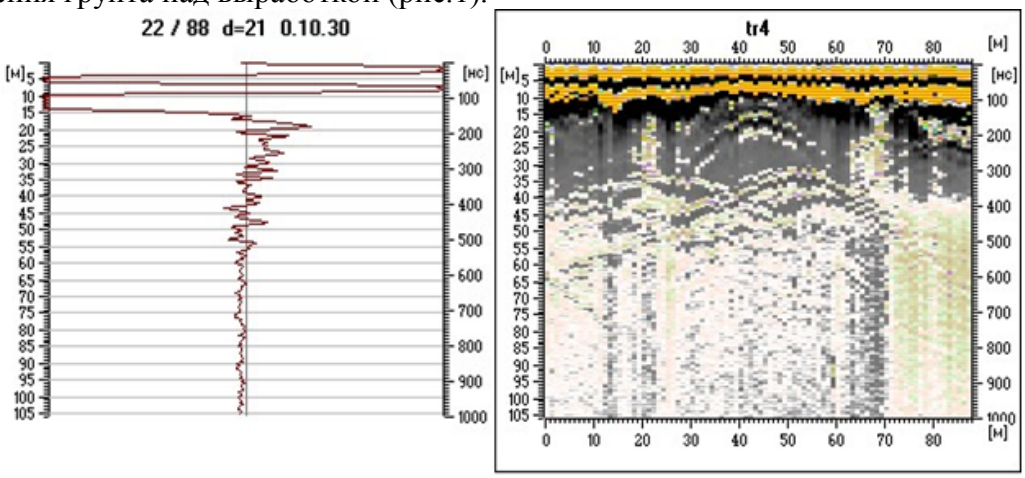


Рис. 1

Работы, которые проводились в соляных шахтах производственного объединения «Белкалий», Республика Беларусь, на глубине 600 метров, предполагали локализацию затопленных штреков, частично заполненных рассолом, при перемещении прибора по стенке пустой выработки на том же геологическом горизонте (рис 2,3).



Рис 2. Проведение съемки по стенке пустой выработки

Пустые шахты менее контрастны и при снижении мощности передатчика в 10 раз практически полностью исчезают с радарограммы. Заполненные солевым раствором шахты более контрастны и при том же снижении мощности передатчика регистрируются на меньшем удалении, позволяя вычислять удельное затухание сигнала в однородной по составу среде и

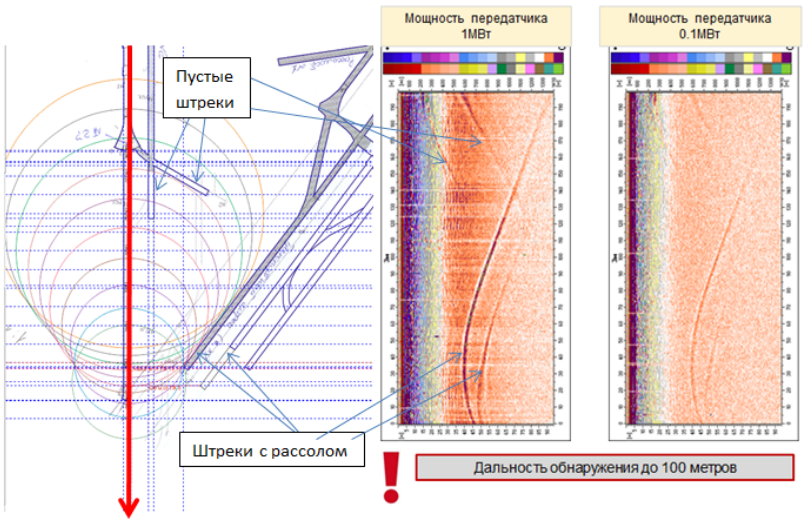


Рис.3 Схема эксперимента и радарограммы. Красной стрелкой обозначен профиль съемки георадаром Грот 12 с антеннами 2 метра.

установить зависимость глубины зондирования от мощности передатчика. Сканирование производится в горизонтальном направлении, регистрируются сигналы, отраженные от пустых (действующих) и заброшенных затопленных шахт.

В эксперименте в Австралии, в штате Квинслэнд с той же аппаратурой в результате площадной съемки с поверхности удалось зафиксировать пустотный тоннель на глубине 13 метров (рис 4).

Вверху рисунка: фотографии с места исследования и литологический срез пород на глубине 13 метров в шахте. Подземный ход четко виден на срезе на глубине 13 метров в программе трехмерного сканирования GROT.



Рис.4. Справа вверху георадар Грот 12 с 2-х метровой антенной на профиле съемки. Слева вверху окно программы с обозначенными в колонке слева названиями профилей и сами профили на схеме. Метками обозначены аномалии. Голубыми метками пустотные аномалии.
Слева внизу трёхмерный срез на уровне 13 метров в глубину.

Одна из актуальных задач на Ближнем Востоке-обнаружение искусственных подземных сооружений. Во многих странах в этом регионе грунты, даже содержащие мало влаги отличаются сильным затуханием, поскольку исторически были расположены на морском дне.



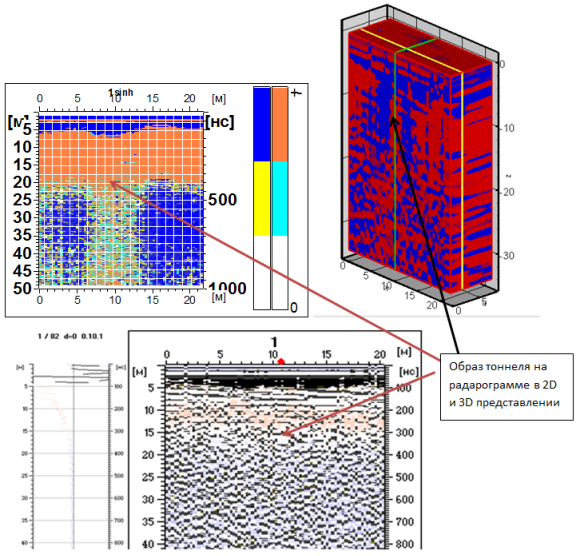


Рис. 5 Тоннель на глубине 18 метров в солёных илистых почвах с содержанием глины в окрестностях Мёртвого моря (Израиль)

Приведенные примеры обнаружения подземных ходов естественного и техногенного происхождения разного размера в грунтах, существенно отличающихся по диэлектрическим свойствам, демонстрируют возможность обнаруживать подземные полости на глубине до 100 метров при использовании современных георадаров и математических методов обработки экспериментальных данных. Следует отметить, что георадары модельного ряда «Грот» легко адаптируются к робототехническим средствам и позволяют проводить геофизическое обследование различных объектов как по заранее заданной программе, так и при дистанционном управлении, как на суше, так и с поверхности пресноводных водоёмов.

Список используемых источников

1. *Л.Б. Волкомирская, В.В. Варенков, А.Н. Лобзина, В.В. Лобзин, А.Е. Резников, Е.А. Руденчик.* Основные особенности конструкции георадаров "ГРОТ-10" и "ГРОТ-11", опыт их эксплуатации и обработки данных // Колл. монография "Вопросы подповерхностной радиолокации" М. 2005г. изд-во Радиотехника, стр. 246-259, гл.12

2. *E.A. Rudenchik, L.B. Volkomirskaya, and A.E. Reznikov.* Investigation of the Propagation of Signals in One-Dimensional Electrodynamics for Interpretating Electromagnetic Sounding Data. Consideration of the Analytic Properties of Permittivity. ISSN1541-308X, Physics of Wave Phenomena, 2008, Vol. 16 N 1, pp,1-18, Allerton Press, Inc.,2008

3. *Руденчик Е.А. , Волкомирская Л.Б., Резников А.Е., Сахтеров В.И.* Аналитическое представление 3D поля излучения в двухслойной среде и обратная задача георадарного зондирования. // Успехи современной радиоэлектроники . 2009. №1-2. С. 29-38

4.*Л.Б.Волкомирская, И.В. Ибрагимов, А.Е.Резников, Е.А.Руденчик, В.И.Сахтеров* , Новые возможности программного обеспечения «Грот-12» для интерпретации результатов и построении 3-х мерного изображения**,** Муром Изд. –полиграфический центр МИ ВлГУ, 2009

5 *Л.Б.Волкомирская, А.Е.Резников, Е.А.Руденчик, В.И.Сахтеров* Георадар «Грот-12». результаты глубинного зондирования. Муром Изд. –полиграфический центр МИ ВлГУ, 2009

6 **.** *Волкомирская Л.Б., Гулевич О.А., Варенков В.В., Сахтеров В.И.* К вопросу о требованиях к техническим характеристикам георадара при поиске полостей методом георадиолокации Геология и геофизика №4 2018г. (в печати)

Л.Б. Волкомирская*,
кандидат физико-математических наук;
В.В. Варенков*;
О.А. Гулевич*,
кандидат физико-математических наук;
А.Е. Резников*,
доктор физико-математических наук, профессор;
В.И. Сахтёров*,
кандидат физико-математических наук;
А.М. Мерзлый**,
кандидат технических наук;
В.В. Тихонов***,
кандидат технических наук
* ИЗМИРАН, г. Москва, г. Троицк
** ИКИ РАН г.Москва
*** ЗАО «РТИС ВКО» г. Тверь

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ГАЗОВОГО ВЫБРОСА НА П-ОВЕ ЯМАЛ И ПЕРСПЕКТИВЫ МОНИТОРИНГА ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЙ В ЗЕМНЫХ ПОКРОВАХ АРКТИКИ

Приведены результаты обследования георадарами серии ГРОТ 12, проведенного в ходе экспедиции на Ямальскую воронку в ноябре 2014г. до глубин свыше 200 метров. Определена причина возникновения воронки, что позволяет сформулировать поисковые признаки предвестников опасных для инфраструктуры явлений в криолитозоне при потеплении.

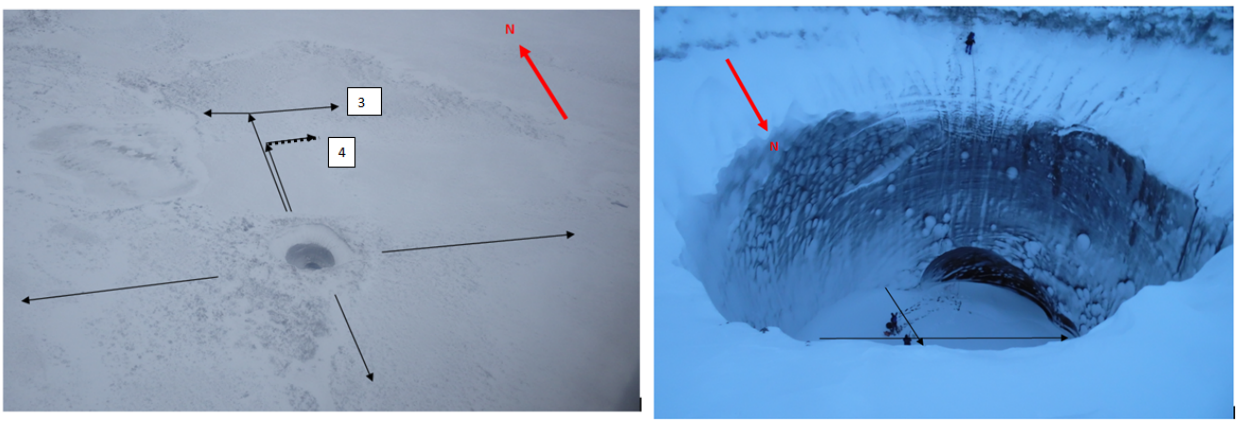
Ключевые слова: георадар ГРОТ, сверхширокополосная георадиолокация в криолитозоне, газогидраты.

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное освоение залежей углеводородного сырья и строительство инфраструктуры в Арктике требует учёта геологических особенностей данного региона для предупреждения и предотвращения негативных последствий опасных природных явлений. Особого внимания заслуживает малоизученное явление газовых выбросов носящих систематический характер в криолитозоне на суше и под водой [1]. Ямальская воронка, возникшая летом 2014 г. в 30 км к югу от Бованенского месторождения углеводородов в результате выноса десятков тысяч тонн грунта относится к категории особо опасных для техногенной инфраструктуры природных явлений. Внешний диаметр её кратера около 37 м., а глубина до уровня льда, замерзшего на дне воронки озера, на момент исследований 10 ноября 2014 г., составляла около 30 м. В литературе [1,2,3] в качестве основной причины образования подобных воронок называется выброс газа. Проверке этой гипотезы и формулированию предложений по предотвращению техногенных катастроф посвящено настоящее исследование.

РЕЗУЛЬТАТЫ ГЕОРАДАРНОГО ИССЛЕДОВАНИЯ

В георадарных исследованиях оперируют электрофизическими параметрами: диэлектрической проницаемостью, характеризующей скорость распространения электромагнитного сигнала в веществе, и проводимостью, характеризующей его затухание. При профилировании, как наиболее быстрого способа исследования, результатом являются время задержки сигнала, отражённого от границ слоев, амплитуда и полярность, которые задают относительные характеристики проводимости при переходе из слоя в слой.



А Б

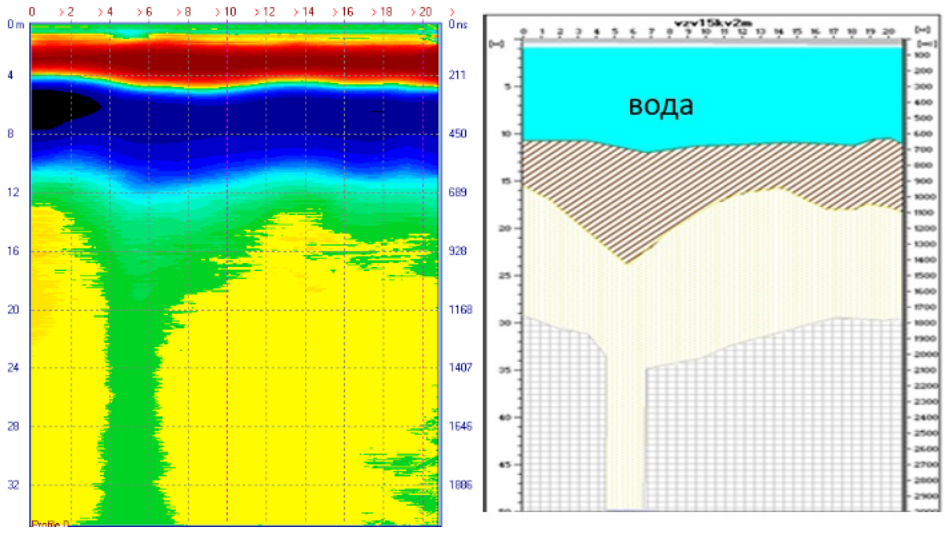
Рис.1. Схемы пройденных профилей: (А) на территории, прилегающей к воронке, с георадаром ГРОТ 12Н с антеннами длиной10 м и амплитудой импульса 10 кВ , и (Б) на дне воронки георадаром ГРОТ 12 с антеннами длиной 2 м и амплитудой импульса 15кВ.

В полученном разрезе разделяются слои с различной проводимостью. Верхний слой, сформирован отражённым сигналом с запаздыванием до 200-400 нс по отношению к исходному импульсу. От 400 до 1000 нс выделяется слой с увеличенной проводимостью относительно верхнего слоя. В диапазоне 900-1300 нс, слой с меньшей проводимостью (слабым затуханием), который ниже переходит в слой с повышенной проводимостью. Предположительно, слой на глубине с 900 по 1300нс содержит газогидраты. По характеристикам распространения сигнала и его затухания, этот слой имеет минимум заполнения газогидратами в зоне разломов, близких к воронке, а вне разломной зоны газогидратов больше. При задержках 2200 нс фиксируется граница отражения, т.е. нижняя граница многолетнемерзлых пород (ММП). Глубже сигнал резко затухает и регистрируется сильное дисперсионное искажение сигнала из-за повышенной проводимости нижележащего слоя.

Данные георадиолокации были сопоставлены с результатами электроразведки на месте и данными параметрического бурения [4] полученными в 30 км от точки выброса, что допустимо, поскольку геологическое строение верхней части разреза п-ова Ямал в основном представлено плоскослоистыми структурами.

Горизонтальная разрешающая способность георадиолокации определялась шагом съемки (2 метра на прилегающей территории, и 20 см на дне воронки) и позволила провести разделение слоёв разреза с различными электрофизическими параметрами до глубин 200 метров. Разрешающая способность метода георадиолокации и по горизонтали и по вертикали ожидаемо оказалась выше традиционных методов электроразведки, благодаря использованию более широкого диапазона частот и малых пространственных и временных усреднений экспериментальных данных.

Поверхность дна воронки, по которой было выполнено профилирование, представляла собой озеро, покрытое 40 сантиметровым льдом и снегом.



А Б

Рис. 3. Радарограмма профиля с запада на восток (А) и построенный на ее основе разрез с использованием процедуры миграции (Б).

По радарограмме (справа время задержки в нс, слева глубина в м при значении диэлектрической проницаемости ε=5, цветом выделены слои с разной проводимостью) со дня воронки (рис. 3) можно выделить конусообразное дно и наличие анизотропии проводимости в виде вертикального канала из вершины конуса. Несимметричность расположения конуса дна и донных отложений относительно геометрического центра воронки и анизотропия проводимости по профилю и по глубине, вкупе с формой кратера (рис 4) даёт возможность математически моделироватьпроцесс выброса.

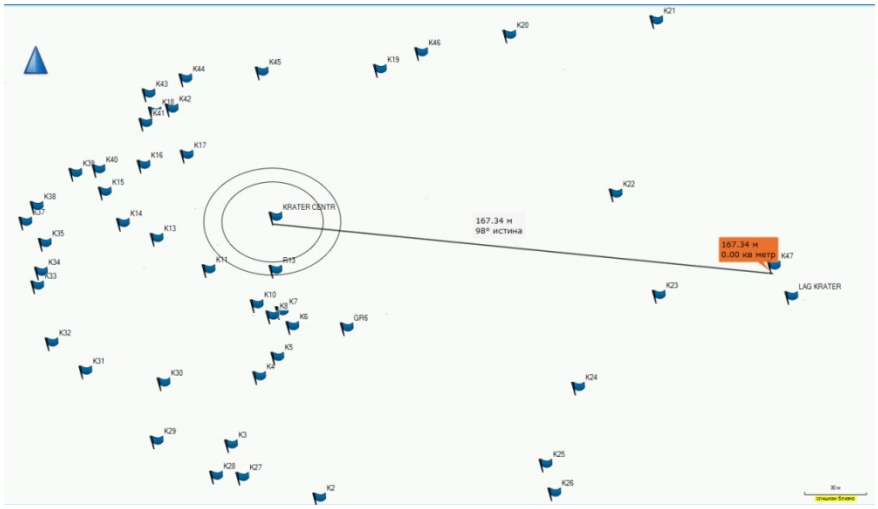


Рис. 4 Разброс кусков ММП в результате выброса грунта из воронки [7].

Обобщенные данные георадиолокации представлены на рис. 5.

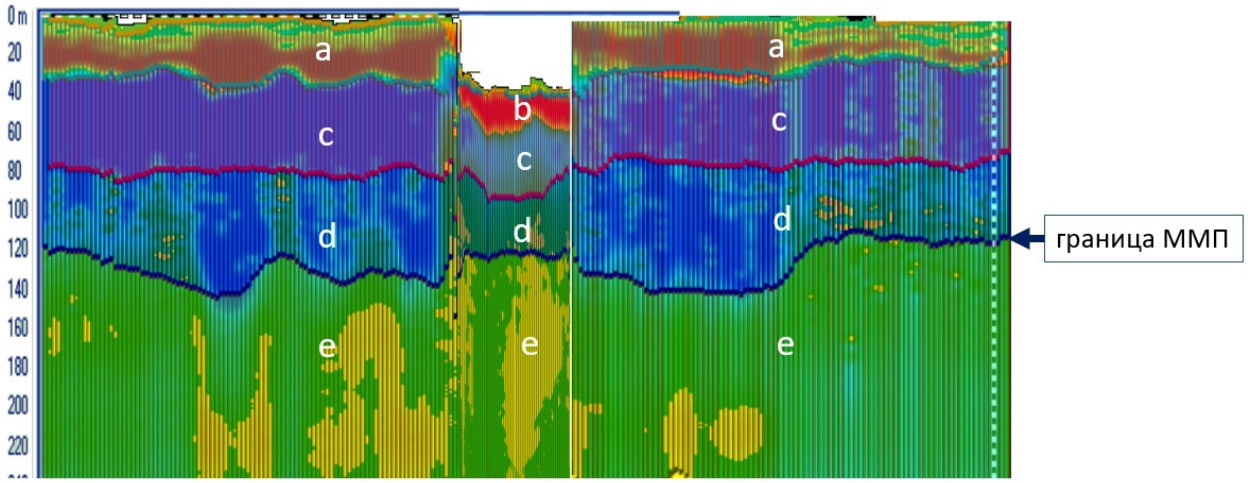


Рис. 5. Структурная модель геологической среды в окрестности воронки по георадарным данным. Разрез с послойной миграцией, выполненный в программе GROT с учетом геологической колонки [5]. Вертикальными пунктирными линиями обозначена разломная область, в центре которой расположена воронка. a – лёд; b –вода; c – морской суглинок; d – суглинок с прослоями газогидратов; e – талые породы.

Слой на уровне 900-1300нс с наличием газогидратов, является характерной особенностью толщи ММП в зоне Бованенковского месторождения [5] где большинство газопроявлений в толщах мерзлых пород проявляется в одном условно выделенном горизонте - от 60 до 80 метров, что как раз соответствует при ε=5 уровню временных задержек 900-1300нс.

ВЫВОДЫ

При оттаивании ММП как за счёт конвекционного тепла, так и процессов глобального потепления в Арктическом регионе и на прилежащих к нему территориях явления, подобные Ямальской воронке, будут возникать регулярно, в т.ч. в зоне формирования новой техногенной инфраструктуры.

При изменении внешних условий газогидраты увеличивают свой объём в 160 раз, создавая избыточное давление в толще ММП на глубинах в десятки метров. Поскольку процесс формирования эпицентра газового выброса занимает недели и сопровождается подъёмом земных покровов под избыточным давлением газа, на высоту в несколько метров при диаметре в десятки метров, предлагается недорогая система предотвращения опасных последствий таких явлений, которую можно реализовать в зоне развития техногенной инфраструктуры.

Регистрируя локальный подъём отдельных участков поверхности по данным различных геоинформационных систем можно используя георадиолокацию в комбинации с беспилотными средствами (вертолёт, наземная платформа) малой грузоподъёмности (не более 3 кг) определять координаты полости возникающей в толще ММП под избыточным давлением и обеспечить опережающий отбор газа до достижения критического давления, приводящего к газовому выбросу. В 3.5 км от исследуемого объекта проложен магистральный газопровод, который вполне может оказаться в зоне следующего выброса.

Список используемых источников

1. Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра // Бурение и нефть. 2014. №9. С. 13 – 18.

2. Богоявленский В.И. Угроза катастрофических выбросов газа из криолитозоны Арктики. Воронки Ямала и Таймыра // Бурение и нефть. 2014. №10. С. 4 – 8.

3. Эпов М.И., Ельцов И.Н., Потапов В.В., Кушнаренко О.Н., Плотников А.Е., Синицкий А.И. Бермудский треугольник Ямала // Наука из первых рук, 2014, №5 (59), с. 14-23

4. Волкомирская Л.Б., Гулевич О.А., Оленченко В.В., Резников А.Е. Комплексирование сверхширокополосной георадиолокации и электроразведки при изучении строения многолетнемерзлой толщи на примере Ямала. Всероссийская конференция с международным участием «Арктика – нефть и газ 2015», г. Москва, 2015, электронный ресурс http://www.ipng.ru/events/conferences/5350

5. Чувилин Е.М., Якушев В.С. и др. Газовая компонента толщ мерзлых пород в пределах Бованенковского газоконденсатного месторождения (полуостров Ямал) // ДАН, 1999, т. 369, № 4. С. 522—524.

6. Крицук Л.Н. Криогидротектоника и подземные льды западной Сибири.

Материалы второй конференции геокриологов России. Т.3. М.: Изд-во МГУ, 2001. с. 155-163

7. Кожина Л.Ю., Микляева Е.С., Перлова Е.В., Синицкий А.И., Ткачева Е.В., Черкасов В.А. Опасные современные проявления криоактивности – основные результаты исследования ямальского кратера // Научный вестник Ямало-Ненецкого автономного округа. № 2/87. 2015. Салехард, 2015. С.19-28.

К.Л. Восканян,
кандидат физико-математических наук, доцент;
А. Д. Кузнецов,
доктор физико-математических наук, профессор;
Д. А. Макаров,
О. С. Сероухова,
кандидат физико-математических наук, доцент;
Т. Е. Симакина,
кандидат физико-математических наук, доцент;
Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ ДОРОЖНЫХ АМС КАД САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

На основе данных трех соседних дорожных автоматических метеостанций КАД Санкт-Петербурга выявлены отличия в синхронно измеренных температурах воздуха, дороги и грунта, выполнен статистический анализ данных и произведена оценка целесообразности столь близкого расположения станций вдоль КАД.
Ключевые слова: дорожные автоматические метеостанции, статистический анализ

ВВЕДЕНИЕ

Главная угроза безопасности движения на автомагистралях – гололед, поэтому задача его прогноза и своевременного оповещения участников дорожного движения – первоочередная. По временному масштабу она укладывается в рамки наукастинга – текущего анализа и прогноза с заблаговременностью до 2х часов. Точность наукастинга напрямую зависит от мест размещения измерительных датчиков и частоту измерений, т.е. от пространственно-временного масштаба измерений.

Целью работы явился сравнительный анализ реальных данных трех дорожных автоматических метеостанций (ДАМС) КАД Санкт-Петербурга, выявление отличий в синхронно измеренных температурах воздуха, дороги и грунта, оценка целесообразности столь близкого расположения ДАМС вдоль КАД.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

Система метеорологического обеспечения на кольцевой автодороге Санкт-Петербурга включает в себя 31 дорожную метеостанцию. В работе проанализированы данные измерений с трех близко расположенных друг от друга на КАД Санкт-Петербурга дорожных автоматических метеостанций: под номерами 12А, 13А и 14А. Размещение станций на южной части КАД представлено на рис. 1 [1,2]. Выделенный на основной карте темной рамкой фрагмент показан в правой части рисунка в увеличенном масштабе. Расстояние между станциями 12А и 13А составляет 1.6 км, между станциями 13А и 14А – 1.1 км.

Для проведения исследования был сформирован архив, содержащий данные за период с 1 по 30 октября 2015 года с дискретностью 5 минут. Из измеряемых ДАМС параметров в данной работе рассматриваются только временные ряды температуры воздуха (в дальнейшем будет обозначаться буквой «В»), температуры поверхности дороги (будет обозначаться буквой «Д») и температуры грунта под дорожным полотном (будет обозначаться буквой «Г»).

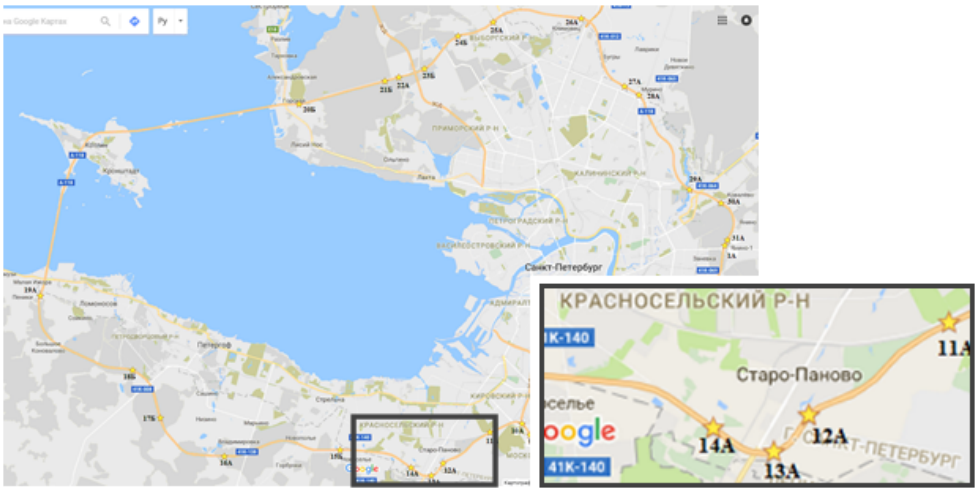


Рис. 1. Расположение ДАМС на КАД Санкт-Петербурга

Форма представления данных показана в таблице 1. Колонки «A», «J» и «N» содержат время измерения (мин), колонки «B» и «O» - температуру воздуха (^{0}C), колонки «K» и «L» - температуру дорожного полотна и грунта соответственно (для станции 12А, ^{0}C), колонки «C», «E», «P», «Q», - относительную влажность (%) и температуру точки росы (^{0}C), колонки «E», «F», «R», «S», - скорость (м/с) и направление (град.) ветра, колонки «G» и «T» - горизонтальную дальность видимости (м), колонки «H» и «U» - атмосферное давление (гПа).

Таблица 1

Фрагмент таблицы данных о температурах воздуха, дорожного полотна и грунта, полученных с помощью ДАМС КАД Санкт-Петербурга

	A	B	C	D	E	F	G	H	I	J	K	L	M	N	O	P	Q	R	S	T	U
1	12А Метеостанция									12А Дорожная				13А Метеостанция							
2	0:00	11.2	83	8.3	3.7	281	2000	1007.1		0:00	10.5	11.2		0:00	10.9	89	9.2	3.0	40	2000	1006.9
3	0:05	11.1	83	8.4	3.6	278	2000	1007.1		0:05	10.5	11.2		0:05	10.8	90	9.2	3.0	37	2000	1006.9
4	0:10	11.0	84	8.4	3.1	281	2000	1007.0		0:10	10.5	11.2		0:10	10.7	91	9.3	3.0	37	2000	1006.8
5	0:15	10.9	85	8.5	2.6	282	2000	1007.0		0:15	10.6	11.2		0:15	10.7	91	9.4	3.2	40	2000	1006.8
6	0:20	10.8	87	8.7	3.0	284	2000	1007.2		0:20	10.6	11.2		0:20	10.3	93	9.2	3.8	44	2000	1006.8
7	0:25	10.4	89	8.6	3.4	315	2000	1007.3		0:25	10.4	11.1		0:25	10.0	93	8.8	4.7	55	2000	1007.2
8	0:30	10.4	87	8.4	4.6	329	2000	1007.1		0:30	10.3	11.1		0:30	9.9	95	9.2	5.3	69	2000	1007.0
9	0:35	10.6	86	8.4	5.3	318	2000	1007.1		0:35	10.4	11.1		0:35	10.2	96	9.5	4.8	79	2000	1006.9
10	0:40	10.6	87	8.6	4.2	312	2000	1007.0		0:40	10.4	11.1		0:40	10.2	95	9.5	2.9	64	2000	1006.8
11	0:45	10.5	88	8.6	3.0	295	2000	1006.9		0:45	10.4	11.1		0:45	10.2	96	9.5	1.7	41	2000	1006.7
12	0:50	10.5	89	8.7	2.4	274	2000	1006.8		0:50	10.3	11.1		0:50	10.2	96	9.5	1.7	34	2000	1006.6
13	0:55	10.4	89	8.7	2.1	260	2000	1006.9		0:55	10.3	11.1		0:55	10.2	96	9.6	1.7	34	2000	1006.6
14	1:00	10.4	89	8.8	2.2	267	2000	1006.9		1:00	10.3	11.1		1:00	10.2	96	9.6	2.3	37	2000	1006.7
15	1:05	10.7	88	8.8	3.0	284	2000	1006.9		1:05	10.3	11.0		1:05	10.4	95	9.7	2.8	42	2000	1006.7

АНАЛИЗ СТАТИСТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ВРЕМЕННЫХ РЯДОВ

Статистические характеристики временных рядов температур воздуха, дороги и грунта для ДАМС 12А, 13А и 14А представлены в табл. 2. Как видно из таблицы 2, средние и СКО всех температур, измеряемых на трех станциях, отличаются не более, чем на 0,1 °С.

Таблица 2

Статистические характеристики временных рядов температур воздуха, дороги и грунтк для ДАМС 12А, 13А и 14А с 01.10.2015 по 30.10.2015, дискретность 5 мин

Статистические характеристики	Воздух [^{0}C]	Дорога [^{0}C]	Грунт [^{0}C]	Воздух [^{0}C]	Дорога [^{0}C]	Грунт [^{0}C]	Воздух [^{0}C]	Дорога [^{0}C]	Грунт [^{0}C]
	ДАМС 12А			ДАМС 13А			ДАМС 14А		
Среднее	4.66	6.00	6.51	4.64	5.22	5.96	4.45	5.98	6.68

Стандартное отклонение	3.60	4.41	3.53	3.60	4.39	3.47	3.59	4.33	3.43
Эксцесс	0.88	0.84	0.62	0.76	0.71	0.42	0.80	0.70	0.53
Асимметричность	0.54	0.70	0.66	0.55	0.65	0.59	0.59	0.66	0.62
Минимум	-4.40	-3.20	-1.10	-5.10	-3.90	-1.10	-4.60	-3.50	-1.00
Максимум	16.70	23.20	18.10	16.50	22.70	16.90	16.40	21.50	17.30

Эмпирические функции распределения временных рядов температур (гистограммы) представлены на рис. 2.

а) б)

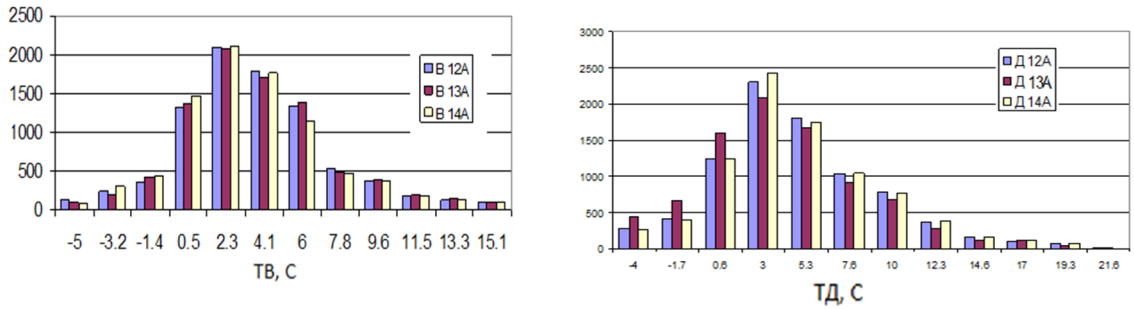


Рис. 2. Гистограммы распределения температуры воздуха (а) и дорожного полотна (б) для станций 12А, 13А и 14А с 01.10.2015 по 30.10.2015, дискретность 5 мин

Рассчитанные коэффициенты парной корреляции как между различными температурами (воздуха, дороги и грунта), так и между аналогичными температурами на разных станциях представлены в табл. 3.

Таблица 3.

Коэффициенты корреляции температур для ДАМС 12А, 13А и 14А с 01.10.2015 по 30.10.2015, дискретность 5 мин (В – температура воздуха, Д – температура дороги, Г - температура грунта)

		12А			13А			14А	
		В	Д	Г	В	Д	Г	В	Д
12А	Д	0,912							
	Г	0,917	0,933						
13А	В	0,996	0,916	0,921					
	Д	0,912	0,990	0,925	0,918				
	Г	0,921	0,919	0,993	0,924	0,924			
14А	В	0,995	0,917	0,917	0,994	0,917	0,919		
	Д	0,917	0,996	0,935	0,921	0,992	0,926	0,925	
	Г	0,914	0,920	0,998	0,917	0,916	0,995	0,915	0,927

Как видно из табл. 3, все коэффициенты имеют значения выше 0,9, что свидетельствует о высокой зависимости рассматриваемых параметров. Значения коэффициентов корреляции между температурами воздуха, дороги и грунта (В-Д, В-Г, Г-Д) как на одной станции, так и между соседними станциями, остаются в диапазоне 0,91 – 0,93. Коэффициенты корреляции между соответствующими температурами на различных станциях (В-В, Г-Г, Д-Д) составляют значение 0,99 и отличаются только в сотых.

Автокорреляционная функция демонстрирует монотонное уменьшение корреляции для всех температур независимо от станции. Значения коэффициентов автокорреляции температуры воздуха быстрее понижаются по сравнению с температурами дороги и грунта.

СПЕКТРАЛЬНЫЙ АНАЛИЗ

График спектра мощности всех рассматриваемых температур на трех станциях при выбранном максимальном сдвиге автокорреляции в 420 отсчетов построен по 8603 расчетной точке [3,4]. Пример для станции 12А представлен на рис. 3.

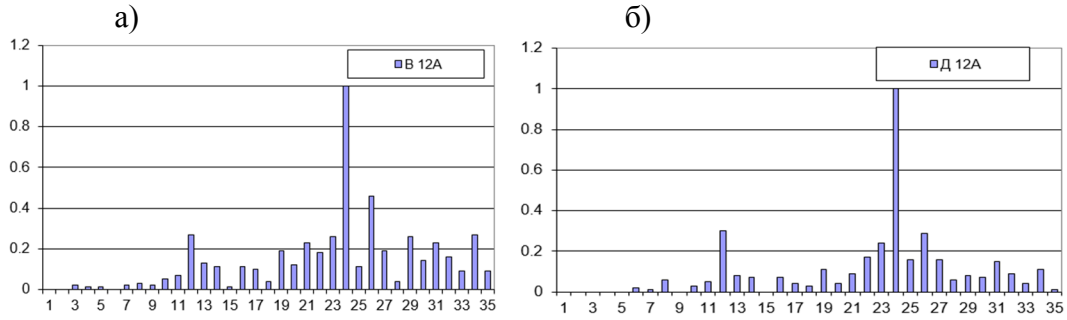


Рис. 3. Спектр временного ряда температуры воздуха (а)) и дорожного полотна (б) с 01.10.2015 по 30.10.2015 (дискретность 5 мин) для станции 12А

В спектре рядов доминирует гармоника с периодом 24 часа, связанная с суточным ходом.

ОЦЕНКА ЦЕЛЕСООБРАЗНОСТИ РАЗМЕЩЕНИЯ СТАНЦИИ

Рассмотрены данные с точки зрения определения момента времени перехода температуры дорожного покрытия через 0 ^{0}C – т.е. ситуации возможного наступления гололеда. Временные отличия таких моментов на трех станциях иллюстрирует рис. 4, на котором представлен фрагмент временных рядов температуры дороги. Моменты наступления критических значений температуры дорожного полотна отличаются у станций 12А и 14А и станции 13А В первой части графика первым через нулевое значение переходит температура дороги на станции 13А (порядковый номер наблюдения 76), на станциях 12А и 14А это наступает на 99 сроке наблюдения.



Рис. 4. График температур поверхности дороги для станций 12А, 13А и 14А с 26.10.2015 по 30.10.2015, дискретность 5 мин

Второй переход через 0 ^{0}C, наблюдающийся во второй части графика на станциях 14А и 13А с одной стороны и на станции 12А – с другой, отличаются по времени на 1.5 часа. Обращает на себя внимание и тот факт, что станции с точки зрения сихронного перехода через 0 ^{0}C группируются по-разному: в первом случае «объединились» 14А и 12А, во втором – станции 14А и 13А.

Исследуем целесообразность размещения средней станции 13А. Найдем среднее взвешенное значение температуры полотна дороги в точке станции 13А по данным станций 12А и 14А, причем веса возьмем обратно пропорциональными расстояниям между ДАМС 12А и 13А и между 14А и 13А. Оценим невязки – разности между фактическими измерениями температуры полотна по данным станции 13А и вычисленными значениями:

$$\Delta T_Д = T_{Д13} - T_{Д\_ср}$$

где $T_{Д13}$ – температура дороги на станции 13А (фактическая);

$T_{Д\_ср}$ - взвешенное среднее между станциями 12А и 14А;

$T_{Д\_ср} = 0{,}4\ T_{Д12} + 0{,}6\ T_{Д14}$ – вычисленное значение температуры дороги в точке станции 13А.

Анализ временной изменчивости ошибки $\Delta T_Д = f(\tau)$ показал, что в последние две трети месяца невязки отрицательны, т.е. рассчитанные значения завышены по сравнению с фактическими. Средняя ошибка составила -0,8°С.

В целом моментов времени перехода температуры дорожного покрытия через 0 ^{0}С за выбранный месяц по фактическим данным на станции 13А было 11. Вычислены ошибки по времени перехода температуры через 0 ^{0}С - $\Delta\tau$:

$$\Delta\tau = \tau_{0\_13} - \tau_{0\_ср}$$

где τ_{0_13}– время перехода через ноль температуры дороги по фактическим данным на станции 13А;

$\tau_{0\_ср}$ – время перехода температуры дороги через ноль, по рассчитанным данным на станциях 12А и 14А.

Из одиннадцати случаев перехода температуры через 0 ^{0}С с рассчитанными данными по станциям 12А и 14А совпали только шесть. Причем в двух случаях моменты наступления гололеда по рассчитанным данным фиксировались с опозданием на время от 55 до 90 минут по сравнению с фактическими. В четырех случаях расчет показал преждевременное наступление гололеда на срок от 5 до 30 минут. В пяти случаях по рассчитанным данным гололед не был обнаружен. Четыре раза фиксировалась «ложная тревога», т.е. наблюдался переход через 0 по рассчитанным данным, когда в реальности он отсутствовал.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В работе выполнено сравнительное исследование реальных данных трех дорожных автоматических метеостанций, расположенных на южной части КАД Санкт-Петербурга, на основе статистического анализа временных рядов, построенных корреляционных и автокорреляционных функций, спектрального анализа.

Выполнена оценка правильности размещения средней станции 13А с помощью исследования ошибок измерения температуры и временных задержек в определении времени перехода температуры поверхности дороги через 0°С. При отсутствии станции 13А предсказать наступление гололеда в районе станции 13А по соседним станциям с необходимой для наукастинга точностью и заблаговременностью оказалось невозможным. Вероятность пропуска момента перехода температуры поверхности дороги через 0°С по вычисленным данным составила 45%.

Список используемых источников

1. *Восканян К.Л., Кузнецов А.Д., Сероухова О.С.* Автоматические метеорологические станции. Часть 1. Тактико-технические характеристики. Учебное пособие. – СПб.: РГГМУ, 2016. – 195 с.

2. *Восканян К.Л., Кузнецов А.Д., Сероухова О.С.* Автоматические метеорологические станции. Часть 2. Цифровая обработка данных автоматических метеорологических станций. Учебное пособие. Санкт-Петербург, РГГМУ, 2015. – 80 с.

3. *Марпл С.Л.* Цифровой спектральный анализ и его приложения. М.: Мир, 1990.

4. *Лукашин Ю.П.* Адаптивные методы краткосрочного прогнозирования временных рядов : учеб . пособие . – М . : Финансы и статистика , 2003.

В.П. Галилейский,
кандидат физико-математических наук;
А.И. Елизаров,
кандидат физико-математических наук;
Д.В. Кокарев;
Г.Г. Матвиенко,
доктор физико-математических наук;
А.М. Морозов
Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск.

ЗЕРКАЛЬНОЕ ОТРАЖЕНИЕ ОСВЕЩЕННОЙ ПОДСТИЛАЮЩЕЙ ПОВЕРХНОСТИ ОБЛАЧНЫМ СЛОЕМ ИЗ ЛЕДЯНЫХ ПЛАСТИНОК

Доклад посвящен анализу явления зеркального отражения подстилающей поверхности облачным слоем из ледяных пластинок по данным панорамно-оптической станции "Tomsky" ИОА СО РАН.

Ключевые слова: Облачное поле, небосвод, зеркальное отражение, атмосферные ледяные кристаллы, fisheye-объектив.

Панорамно-оптическая станция (ПОС) TomSky - это аппаратно-программный комплекс круглосуточного оптического наблюдения пространства в пределах видимой полусферы неба [1]. В основе этого устройства – направленная вертикально вверх цифровая фотокамера с широкоугольным объективом типа «FishEye» с полем зрения 180°×180°, что позволяет обозревать одновременно всю видимую полусферу. В продолжение работ [2] ведется техническая проработка устройства, а также разработка методов обработки панорамных изображений небосвода с целью оценки оптического состояния окружающей атмосферы и облачности, условий и прогноза состояния видимости через атмосферу для наблюдений заатмосферных объектов.

В процессе наблюдений ПОС регистрируются цветные RGB изображения небосвода с разрешением по цвету 8 (или 14) бит на цветовой канал и пространственным угловым разрешением 3-5 угловых минут. Изображения неба автоматически записываются в базу данных на сервер ПОС и обрабатываются с целью получения необходимой информации об оптическом состоянии неба. Круглосуточные наблюдения с помощью ПОС начались с марта 2015 года. За прошедшие годы станцией зарегистрировано множество событий как атмосферно-оптического, заатмосферного происхождения (гало, радуги, полярные сияния, метеоры), так и техногенного (запуски ракет, пролеты самолетов, спутников). Текущее изображение небосвода выкладывается на сайте ИОА: http://sky.iao.ru.

На серии изображений неба, полученных ночью 8 сентября 2015 года в интервале с 0 часов до 3 часов 15 минут (UTC + 6), обнаружились светлые пятна, лучи, прямые и извилистые контуры различной яркости [7, 8]. Визуальный анализ серии изображений неба показал, что на фоне проходящих облаков они исчезали и появлялись вновь, но оставались неподвижными относительно сторон света и высоты над горизонтом. Последний факт, позволил путем совместной обработки небольшого ряда фотографий улучшить видимость фрагментов необычного явления, различить новые детали и свести в одно изображение (*Рис. 1*). На сводном изображении видны протяженные извилистые пересекающиеся линии и множество радиально расходящихся относительно зенита коротких линий различной яркости, разбросанные по небосводу. На изображении небосвода: линия горизонта – по кругу изображения, точка зенита в центре. В восточной стороне небосвода след восходящей Луны, а правее блик от нее.

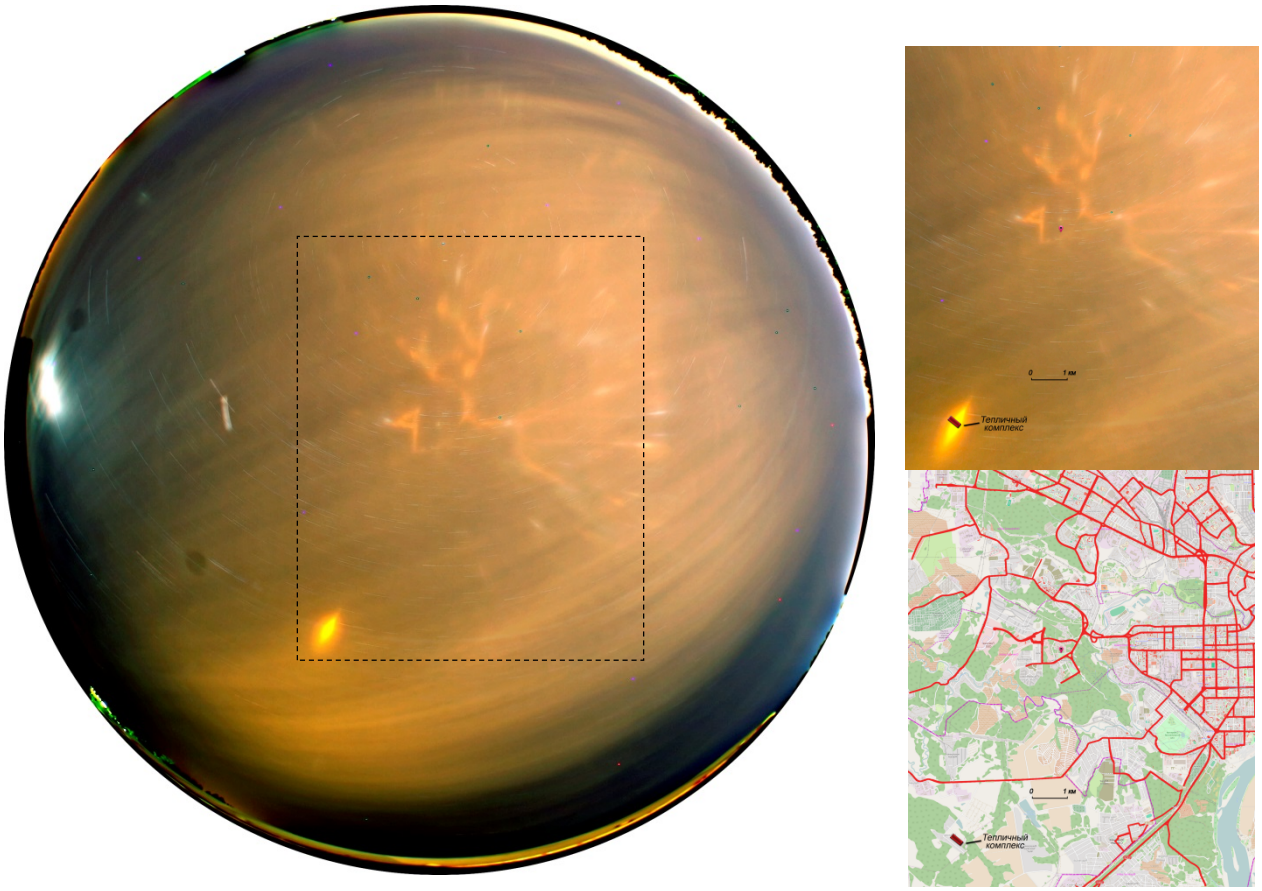
Фотосъемка велась с интервалом ~35 секунд и экспозицией 30 секунд (ISO = 2500, 1/f = 4). Учитывая, что фотосъемка производилась с очень высокой экспозицией, можно предположить, что визуально на небе эти свечения не были видны, и их яркость была лишь не много выше фона неба.

Для упрощения изложения, далее в статье наблюдаемые необычные светлые пятна, лучи, прямые и извилистые контуры различной яркости будут называться глифами (глиф с греческого γλύφω — вырезаю, гравирую, вырезанный или начертанный) или световыми глифами, чтобы не смешивать понятие «отражение» как физическое явление и как визуализированный образ того что отражается.



Рис. 2. Отражение прожекторного луча на облачном слое из пластинчатых снежинок.

На это период, визуально (по фотографиям), состояние облачности неба: высоко-слоистые облака (Altostratus, As) от 2 до 8 баллов, переходящие в конце в плотную перисто-кучевую облачность. Облака на таких высотах состоят из кристаллов льда. При определенных температурно-влажностных условиях в облаках образовываются гексагональные ледяные пластинки, которые при оседании под действием силы тяжести в воздушной среде испытывают аэродинамическое выравнивание в горизонтальной плоскости [4, 5], образовывая слой горизонтально ориентированных зеркальных пластинок - зеркало.



В таких ситуациях создаются условия для появления вблизи ярких источников света вертикальных световых столбов. Авторы статьи, при прожекторном и лазерном зондировании атмосферы [3, 6], многократно наблюдали зеркальное отражение света на ориентированных снежинках, как в приземном слое во время снегопада, так и на снежных облаках (Рис. 2).

Рис. 1. Панорамное изображение неба с зеркальным отражением на облачности ночью 8.09.2015. Высота облачности 4.18±0.08 км. Справа вверху изображение получено путем проецирования пикселов панорамного изображения на земную поверхность с равным масштабом. Справа внизу, фрагмент схемы города. Символом отмечено место расположения станции наблюдения.

Проведенный анализ и обработка изображений, позволяет сделать вывод, что наблюдаемые в небе световые глифы – есть результат зеркального отражения света наземных источников слоем горизонтально ориентированных гексагональных ледяных кристаллов в

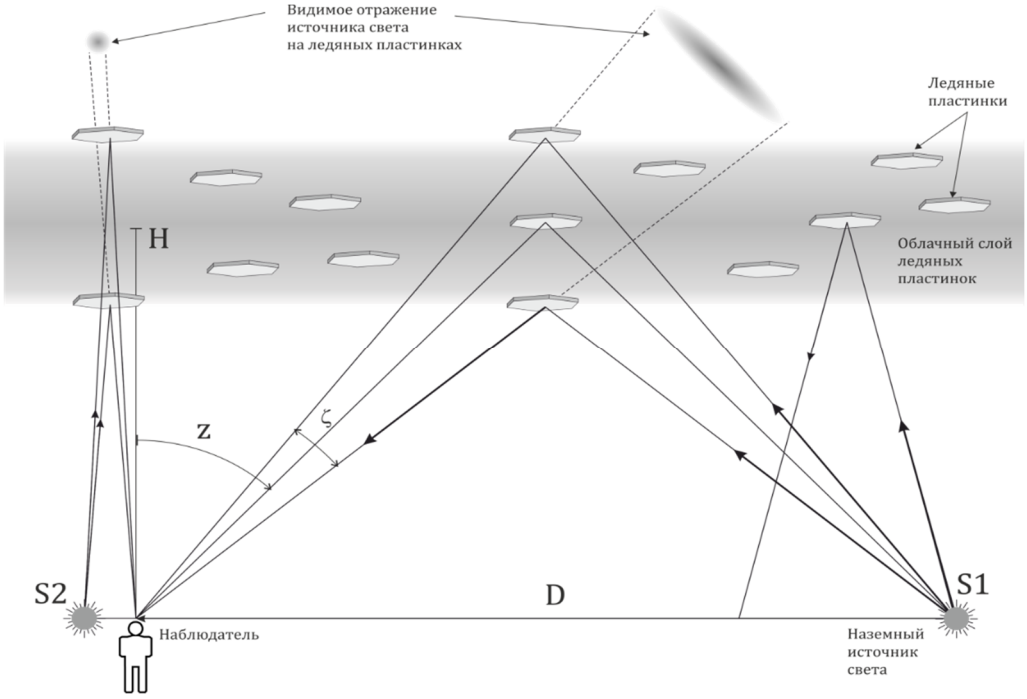


Рис. 3. Схема образования световых столбов и глифов от наземных источников света в результате отражения от слоя плоских ледяных кристаллов.

атмосфере (Рис. 3). При значительном превышении зеркальной компоненты рассеяния над диффузным рассеянием на ледяных кристаллах возникает имитация пространственно-распределенного, как по горизонту, так и по высоте, зеркала, в котором отражается освещаемая городская инфраструктура, дорожная сеть и отдельные источники света. Видимая вертикальная угловая протяженность ζ (Рис. 3) световых столбов зависит от высоты нижней и верхней границ слоя ледяных пластинок и от дальности ***D*** расположения источника света от наблюдателя. При многократном превышении высоты ***H*** над дальностью ***D*** (источник в положении *S2,* Рис. 3) линия визирования наблюдателя на отражение близка к нормали зеркального слоя, соотношение горизонтальных и вертикальных видимых угловых размеров светового столба сравниваются и в околозенитной области световой столб воспринимается как световое пятно близкое к круговому.

Если верно предположение о зеркальном отражении, то не составляет большой сложности оценить высоту облачности ***H***, вызывающее наблюдаемое отражение. Для этого достаточно определить расстояние ***D*** по земной поверхности между местом расположения ПОС и точкой на земле, соответствующей наблюдаемой в небе и зенитный угол, на котором отражается свет этого объекта от слоя к наблюдателю. Расстояние ***D*** находятся по ГИС картам. Угол отражения является зенитным расстоянием ***Z,*** на котором видно отражение на небе. Приближенно, не учитывая кривизну земной поверхности, расчет производится по формуле:

$$H = \frac{D}{2}\operatorname{ctg} Z$$

На изображении неба (Рис. 1) было выбрано семь четко выраженных точек светового глифа в околозенитной области, которые надежно сопоставляются на плане с инфраструктурой города. По точкам, напоминающим цифру «4» на плане города было найдено характерное пересечение дорог и определены расстояния D до них от места расположения ПОС. По этим точкам была произведена оценка высоты отражающего слоя. Средняя высота $\boldsymbol{H}$ зеркального слоя облачности оказалась равной 4.18±0.08 км. Полученное значение высоты $\boldsymbol{H}$ были использованы для привязки к местности другого очень яркого пятна. Расчет показал, что яркий блик на юго-востоке, который изначально привлек внимание к световому феномену, оказался вызван большим тепличным комплексом в селе Трубачево, находящийся на расстоянии 6.15 км от места наблюдения.

Видимая угловая протяженность светового столба может быть использована для оценки вертикальной протяженности слоя отражающей облачности, если известна дальность до соответствующего источника света или средняя высота облачности. Оценка, сделанная по световому столбу на юго-востоке, показала, что вертикальная протяженность оказалась равной ~300 метров.

Обсуждаемое наблюдение зеркального отражения на ледяных облаках было не единственным. За период с сентября 2015 по март 2018 года было отмечено около 80 случаев подобных явлений, не считая рядовых «световых столбов» над фонарями.

Обзор литературных источников позволил найти лишь одно упоминание подобного рода зеркального отражения зарегистрированного 12 января 2016 [9].

Список используемых источников

1. *Галилейский В.П., Зуев К.Г., Колеватов А.С., Морозов А.М., Петров А.И.* Комплекс измерений астроклиматических и метеорологических параметров. // XVII Международный симпозиум "Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы". Сборник трудов [Электронный ресурс]. Томск: Изд-во ИОА СО РАН. 2011. С. С316-С319.
2. *Сгоннов Д.А., Морозов А.М., Кокарев Д.В., Галилейский В.П.* Программа определения калибровочной функции геометрического искажения сверхширокоугольных изображений по звездам (AllSky). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2014611444 от 3 февраля 2014. Правообладатель: ФГБУН ИОА СО РАН
3. *Галилейский В.П., Гришин А.И., Морозов А.М., Ошлаков В.К.* Зеркальное отражение от атмосферных несферических частиц. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 09. С. 1301-1305.
4. *Галилейский В.П., Боровой А.Г., Матвиенко Г.Г., Морозов А.М.* Зеркально отраженная компонента при рассеянии света на ледяных кристаллах с преимущественной ориентацией. // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 09. С. 773-778.
5. *Borovoi A., Galileiski V., Morozov A., Cohen A.* Detection of ice crystal particles preferably oriented in the atmosphere by use of the specular component of scattered light // Opt. Express. 2008. V. 16, N 11. P. 7625-7633.
6. *Маричев В.Н., Галилейский В.П., Кузьменков Д.О., Морозов А.М.* Экспериментальные наблюдения зеркального отражения лазерного излучения от ориентированных кристаллических частиц, сосредоточенных в слое атмосферы. // Оптика атмосферы и океана. 2009. Т. 22. № 12. С. 1145-1147.
7. *Галилейский В. П., Елизаров А. И., Кокарев Д. В., Морозов А. М.* Наблюдение аномального оптического явления над городом // XXII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Томск: изд-во ИОА СО РАН 24 – 27 ноября 2015. С.71.
8. *Морозов А.М., Галилейский В.П., Елизаров А.И., Кокарев Д.В.* Наблюдение зеркального отражения освещенной подстилающей поверхности облачным слоем из ледяных пластинок. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 01. С. 88-92.
9. *Mia Heikkilä.* “Light Pillars - Light Map In The Sky”. Kauttua, Eura, Finland./ http://spaceweathergallery.com/indiv_upload.php?upload_id=121829

В.П. Галилейский,
кандидат физико-математических наук;
А.И. Елизаров,
кандидат физико-математических наук;
Д.В. Кокарев;
Г.Г. Матвиенко,
доктор физико-математических наук;
А.М. Морозов
Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск.

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ НАБЛЮДЕНИЙ НЕБА НА ПАНОРАМНО-ОПТИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ «TOMSKY»

Краткий анализ годовых круглосуточных наблюдений неба на панорамно-оптической станции «TomSky» ИОА СО РАН.

Ключевые слова: Облачное поле, небосвод, полярное сияние, гало, зеркальное отражение, атмосферные ледяные кристаллы, сверх широкоугольный объектив.

ВВЕДЕНИЕ

В ИОА СО РАН создается панорамно-оптическая станция (ПОС) «TomSky» [1, 2], назначение которой – круглосуточное многопараметрическое наблюдение оптического состояния неба. В рамках проекта «TomSky» ведется разработка методов и средств оптического контроля атмосферного пространства, диагностики и прогноза состояния видимости через атмосферу, интерпретации наблюдений атмосферно-оптических явлений [3, 4, 2].

Начиная с апреля 2015 года на панорамно-оптической станции (ПОС) «TomSky» ведется круглосуточное наблюдение. Было зарегистрировано множество интересных и необычных событий и явлений, произошедших в атмосфере и в пространстве над Томском [7,8,8,4]. Краткому описанию Панорамно-оптической станции и зарегистрированных событий посвящён данный доклад.

ОСНОВНЫЕ ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПОС «TOMSKY»

В основе ПОС – цветная высокочувствительная цифровая камера Canon EOS 6D с матрицей CMOS разрешением кадра 5472×3648 пиксел, разрядность по свету 3×8 бит или 3×14 бит и чувствительностью ISO 50÷25600. Фотокамера оснащена фотообъективом типа «Fisheye» Sigma 8 mm f/4.0 EX Fisheye, который обеспечивает обзор всего неба от горизонта до горизонта. Оптический вход станции защищен стеклянным прозрачным колпаком от атмосферных осадков и пыли. Изображения неба регистрируются в форматах «*.JPG» (сжатый, 24 бит) и «*.CR2» (исходный несжатый RAW файл, 48 бит).

Режимы регистрации изображений небосвода. Регистрация изображений небосвода производится круглосуточно, при этом, экспозиционные параметры устанавливаются автоматически в зависимости от освещенности. Частота кадров строго не регламентируется и определяется как погодными условиями, так и поставленной, на заданный интервал времени, задачей наблюдения. Интервал варьируется от 10 минут (как правило, это плохие метеоусловия, осадки) до 30 – 60 секунд при интересной «небесной» ситуации. Из-за ограниченности объема хранения информации, изображения записываются в основном в формате «*.JPG», размеры которых не превышают 3 Мб. В формате «*.CR2» размер файла достигает 20 Мб. Текущее изображение небосвода выкладывается на сайте ИОА: http://sky.iao.ru.

Периодически, при хорошем состоянии звездного неба, производится геометрическая калибровка поля изображения неба для возможности вычисления небесных горизонтальных координат (азимут и зенитный угол) по координатам изображения и обратно [2].

КРАТКИЙ АНАЛИЗ НАБЛЮДЕНИЙ

За рассматриваемый период времени на TomSky было зарегистрировано большое число атмосферных, атмосферно-оптических явлений, событий, произошедших в атмосферном и заатмосферном пространстве:

- различные типы облачности, включая Серебристые облака;
- околосолнечное и окололунное гало, ложные Солнца и Луна, радуги;
- световые столбы над наземными источниками света;
- отражения наземных источников света на облачности из пластинчатых ледяных кристаллов [Рис**.** 4];
- полярные сияния;
- запуски различного рода ракет [Рис. 5];
- инверсионные следы самолетов [Рис. 6];
- полеты космических спутников, ярких метеоров;
- звезды и планеты ярче 6.5^{m}.

Таким образом, на ПОС может быть зарегистрировано почти все, что доступно человеческому глазу и даже несколько больше за счет большей чувствительности фотокамеры.

Показательный пример этому наблюдения отражения городских фонарей на слое облачности из ледяных кристаллов, в результате чего, на небосводе, как в зеркале, отражается световая карта окружающей местности. Особенно заметно проявляются линии освещенных дорог [7,8,8]. По сути это разновидность верхнего миража. Впервые это явление на TomSky зарегистрировали ночью 8 сентября 2015 года [Рис**.** 4]. Особенно четко проявлялась фигура похожая на «4», связанная на местности с пересечением близлежащих проспектов. Сопоставив расстояния на местности точек пересечения этих проспектов и их зенитные углы на изображении, удалось оценить высоту зеркального облачного слоя, которое оказалось равным 4.18±0.08 км. На протяжении осенне-весеннего периода верхний мираж возникал, с большей или меньшей четкостью и детальностью, многократно. По мере изменения высоты облачного слоя менялось угловые размеры и положение фигур относительно линии горизонта. Найден единственный альтернативный факт наблюдения подобного явления, который был зарегистрирован в Финляндии 12 января 2016 года [10].

В процессе ночных наблюдений выяснилось следующее обстоятельство. Появление снега на грунте в условиях городского освещения резко усиливает фоновую яркость неба и придает ему оттенок, связанный с цветом ламп. В результате, если в летний сезон можно было регистрировать звезды до 6.5 звездной величины и фон неба оставался почти черным, то при появлении снежного покрова звезды слабее 5.3 звездной величины терялись в общей фоновой засветке. С другой стороны, появление снежного покрова многократно усиливает рассеяние света вверх, что улучшает условия образования описанных выше миражей. Это подтверждает большое число наблюдений миражей в зимнее время.

Инверсионные следы самолетов (при отсутствии облачности) хорошо заметны в сумерках, при лунном свете. В течение суток пролетающие самолеты оставляют десятки инверсионных следов. Интернет сервисы, такие как, https://planefinder.net/ и https://www.flightradar24.com/, представляют расписание их полета, но и высоту над землей. Наблюдение за инверсионными следами позволяет отслеживать динамику воздушных потоков на этих высотах [Рис. 6**Ошибка! Источник ссылки не найден.**].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наблюдения, проводимые с помощью Панорамно-оптических станций типа «TomSky», предоставляют широкие возможности для многостороннего мониторинга, как оптического состояния атмосферы, так и событий происходящих в этом пространстве.

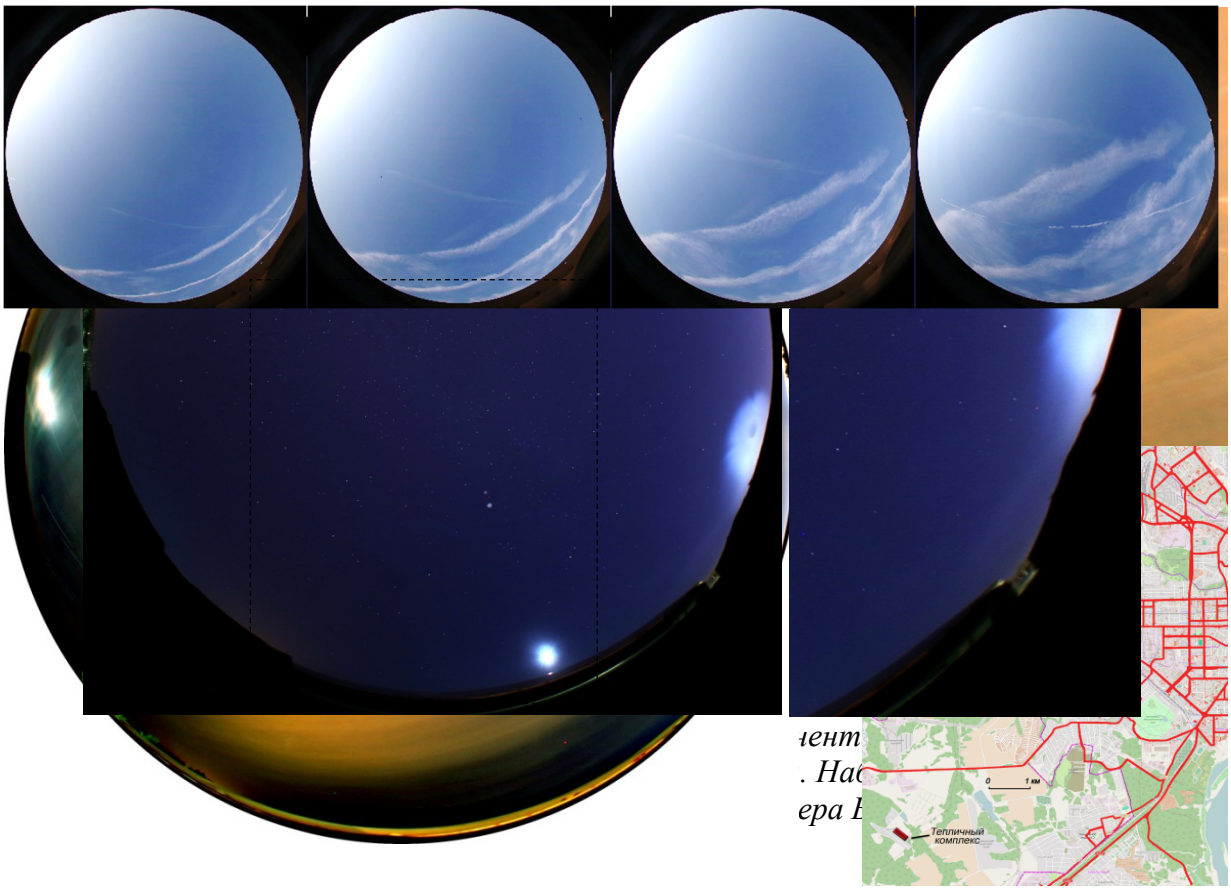


Рис. 4. Панорамное изображение неба с зеркальным отражением на облачности ночью 8.09.2015. Высота облачности 4.18±0.08 км. Справа вверху изображение получено путем проецирования пикселов панорамного изображения на земную поверхность с равным масштабом. (Исправлена дисторсия оптической системы, перспектива, приведено к однородному масштабу). Справа внизу, фрагмент схемы города. Символом отмечено место расположения станции наблюдения.

Список используемых источников

1. *Галилейский В.П., Морозов А.М., Ошлаков В.К.* Панорамный фотометрический комплекс для контроля прямой и рассеянной солнечной радиации. Региональный мониторинг атмосферы. Ч.2. Новые приборы и методики измерений: Коллективная монография/Под общей редакцией М.В. Кабанова. Томск: изд-во "Спектр" Института Оптики Атмосферы СО РАН, 1997. С. 146-160.
2. *Галилейский В.П., Морозов А.М.* Панорамный фотометрический комплекс. // Оптика атмосферы и океана. 1993. Т. 6. № 09. С. 1131-1135.
3. *A.I. Elizarov, V. P. Galileiskii, D. V. Kokarev, A. M. Morozov* «Cloud elements detection on the panoramic image of the sky», Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 968014 (November 19, 2015), doi: 10.1117/12.2205321.
4. *А. И. Елизаров, В. П. Галилейский, Д. В. Кокарев, А. М. Морозов, Н. Н. Скороход* «Обработка изображений облачных полей на основании спутниковых данных», Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Сборник докладов XXI Международного симпозиума. [Электронный ресурс]. ISBN 978-5-94458-149-5, Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2015, с. B188-B191.
5. *Сгоннов Д.А., Морозов А.М., Кокарев Д.В., Галилейский В.П.* Программа определения калибровочной функции геометрического искажения сверхширокоугольных изображений по звездам (AllSky). Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2014611444 от 3 февраля 2014. Правообладатель: ФГБУН ИОА СО РАН

6. *Галилейский В. П., Елизаров А. И., Кокарев Д. В., Морозов А. М.* Наблюдение аномального оптического явления над городом // XXII Рабочая группа «Аэрозоли Сибири». Томск: изд-во ИОА СО РАН 24 – 27 ноября 2015. С.71.

7. *Морозов А.М., Галилейский В.П., Елизаров А.И., Кокарев Д.В.* Наблюдение зеркального отражения освещенной подстилающей поверхности облачным слоем из ледяных пластинок. // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 01. С. 88-92.

8. *Галилейский В.П., Гришин А.И., Морозов А.М., Ошлаков В.К.* Зеркальное отражение от атмосферных несферических частиц. // Оптика атмосферы и океана. 1994. Т. 7. № 09. С. 1301-1305.

9. *Галилейский В.П., Боровой А.Г., Матвиенко Г.Г., Морозов А.М.* Зеркально отраженная компонента при рассеянии света на ледяных кристаллах с преимущественной ориентацией. // Оптика атмосферы и океана. 2008. Т. 21. № 09. С. 773-778.

10. http://spaceweathergallery.com/indiv_upload.php?upload_id=121829

О.А. Гасников
кандидат технических наук
АО «Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт», СПб

ТИПИЗАЦИЯ ГИДРОЛОГО-АКУСТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ОСНОВЕ АНАЛИЗА ЧИСЛОВЫХ ПОСЛЕДОВАТЕЛЬНОСТЕЙ

Предложен новый метод обработки океанографических данных. Приведен пример расчета для одного из районов Норвежского моря с использованием данных буя АРГО. Показано, что автоматизированная обработка данных на основе анализа числовых последовательностей и расчета энтропии вполне применима для оценка гидролого-акустических условий.

Ключевые слова: типизация, гидролого-акустические условия, числовые последовательности, теория вероятности, энтропия.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является развитие методов обработки океанографической информации в интересах подводной локации, связи, гидрографии, деятельности по освоению богатств Мирового океана, обороны и т.д. Проблемы в этих сферах человеческой деятельности в значительной степени объясняются недостаточной изученностью условий океанской среды и их влияния на работу гидроакустических средств. На характер распространения звука в океане влияют множество факторов, в частности, отражающие свойства дна, изменяющиеся в зависимости от рельефа и состава грунта, состояние водной поверхности, характеризующееся степенью волнения и наличием пузырьков воздуха. Однако определяющее влияние на распространение звука в морской среде имеет вертикальное распределение скорости звука (ВРСЗ) и градиент скорости. Они являются существенными характеристиками, описывающими локальную изменчивость среды. Эти характеристики в явном или опосредованном виде используются при гидрометеорологическом и гидрографическом обеспечении морской деятельности. Это обстоятельство диктует необходимость тщательного логического обоснования процедур оценки этих характеристик. В противном случае эффективность гидрометеорологическом и гидрографическом обеспечении будет объективно снижена.

Во второй половине XX в. внимание исследователей океана было сосредоточено преимущественно на исследовании крупномасштабной и низкочастотной части мезомасштабной (синоптической) изменчивости гидрофизических полей океана. В конце прошлого и начале нынешнего века в связи с развитием спутниковых, зондирующих, дрейфующих систем наблюдения и возросшими возможностями вычислительных систем стали изучаться процессы и явления в короткопериодной части мезомасштаба с характерными размерами структур вод от нескольких сотен метров до десятков километров, а также тонкой структуры вод и турбулентности [1–3]. К сожалению, разработка методов специализированной обработки получаемых данных не всегда успевает следовать за возросшим потоком поступающей информации. Использование некоторых методов интеллектуального анализа данных (Data mining) может быть весьма востребовано в решении данного вопроса [4].

ОБЩИЕ ПОЛОЖЕНИЯ

Представим данные наблюдений над скоростью звука в дискретных точках в виде числовой последовательности. В некоторых случаях она может представлять собой монотонно возрастающий (убывающий) или периодический ряд. Здесь можно говорить о некотором порядке в чередовании значений. В иных случаях такой порядок может отсутствовать, уступив определенной хаотичности в данных наблюдений.

Одной из характеристик, дающих представление о том, далеко ли система находится от упорядоченного, структурированного состояния и как близко к полностью хаотичному, бесструктурному виду является энтропия. Энтропия как мера хаоса или порядка

обнаруживается в системах разной природы: это и энтропия Клаузиуса в термодинамике, и энтропия Больцмана в статистической физике, и энтропия Шеннона в теории информации, энтропия Колмогорова в теории динамических систем, и энтропия фон Неймана в квантовой механике. Следует отметить, что давая физико-статистическое определение энтропии, Больцман рассматривал ее и в качестве меры нашего незнания о системе и тем самым предвосхищал информационную трактовку энтропии. В 40-х годах XX века концепция Больцмана была обобщена Шенноном на случай символьных последовательностей для того, чтобы иметь возможность охарактеризовать последовательность символов с точки зрения ее упорядоченности. Частным случаем ее реализации является энтропия перестановок порядка **n**, которая является энтропией Шеннона **n!** перестановок, определяемых отношениями n последовательных значений выборки.

В общем случае энтропия перестановок порядка n определяется так:

$$H_n = -\sum_{i=1}^{n!} P_i * L_k(P_i) \quad (1)$$

где P_i – вероятность i-ой перестановки порядка n, L_k – логарифм основания k

По основанию 2 энтропия выражается в битах, при использовании натуральных логарифмов – в натах, десятичных – в дитах. При расчете энтропии в целях получения количественной характеристики сложности изучаемого процесса используется символьное представление сигналов (в простейшем случае сигнал преобразуется в бинарный код).

В таблице 1 приведен пример двух рядов измерений скорости звука. Попробуем сравнить их энтропии.

Таблица 1

Пример значений скорости звука в слое 0–500 метров на стандартных горизонтах.

10	20	25	30	50	75	100	125	150	200	250	300	400
1480.9	1474.2	1473.1	1471.9	1466.4	1462.9	1463.5	1464.3	1465.2	1462.9	1462.5	1463.5	1459.1
1480	1479.2	1478.7	1478.8	1477.3	1476	1475.2	1474.4	1473.5	1472.9	1472.2	1472	1469.4

Рассмотрим все тройки соседних значений. Подсчитаем число случаев с локальными экстремумами (присвоим им код -1) и число случаев с убыванием или возрастанием значений (код - 0). Энтропия первого ряда составит 0.916, второго – 0.619. При этом максимальное значение H=1 соответствует $P_1=P_2=0.5$, а H=0 – возрастающей/убывающей последовательности. При этом принятая схема параметризация последовательности, а под параметризацией мы будем понимать извлечение из данных наблюдений минимального набора наиболее существенных признаков, характеризующих интересующую нас систему или процесс, и расчет на ее основе энтропии не различает минимум и максимум, возрастающие и убывающие ряды. Принципиально различные процессы могут иметь одно и то же значение энтропии.

Данный недостаток можно устранить, если вычислять “пакетные” энтропии. Рассмотрим пакеты из двух символов – 00,01,10,11. Применительно к вышеприведенному примеру сопоставим отрицательной разности двух соседних пар последовательности – 0, положительной – 1. Тогда данной последовательности будет соответствовать новая двоичная последовательность из нулей и единиц, в которой пары соседних членов будут представлены одним из возможных вариантов. Можно ввести более общую характеристику – “пакетную” энтропию, которая определяет среднее количество информации, содержащееся в пакете (блоке) из m символов:

$$H_n = -\sum_{i=1}^{m} P_i^m * L_k(P_i^m) \quad (2)$$

где P_i^m – вероятность i-того пакета из m символов, L_k – логарифм основания k

Суммирование здесь проводится по всем встречающимся блокам.

Расчет энтропии в данном случае составит 0.917 и 0.387 соответственно для каждого ряда. Разность энтропий в первом варианте составляет 0.341, во втором – 0.530, что говорит в пользу последнего, как более чувствительного к вариациям числовых оценок хаоса.

ТЕХНОЛОГИЯ ТИПИЗАЦИИ

При анализе ВРСЗ особое внимание уделяется выявлению так называемых опорных точек и оценке их влияния на формирование гидролого-акустических явлений (ГАЯ), связанных с рефракцией звуковых лучей при действии источника звука в заданном слое и обусловленных определенной закономерностью вертикального распределения скорости звука. Опорные точки кривой делят толщу водной среды на макрослои с градиентами скорости звука постоянного знака. Они подразделяются на основные (ООТ) и дополнительные (ДОТ). К первой группе относятся начальная, конечная и экстремальные (точки смены знака градиента) точки ВРСЗ. Опорные точки второй группы разделяют слои с градиентами одного знака, отличающиеся друг от друга лишь величиной градиента скорости звука [5].

Предложенная двухсимвольная параметризация хорошо фиксирует экстремумы и участки монотонного убывания/возрастания значений. Добавим в пакет еще одну позицию, которая отвечает за разность значений градиентов в соседних слоях. Мы будем иметь восемь вариантов пакетов (110,111,101,010,100,011,001,000). На рисунке 1 приведено их графическое представление и символьное обозначение.

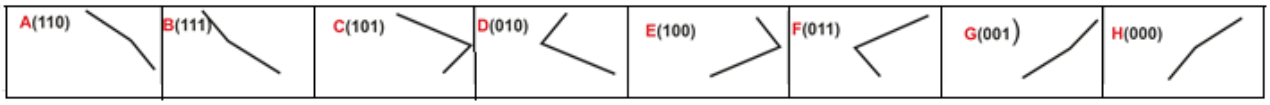


Рис.1. Графическое представление пакетов последовательности

Полученные пакеты представляют собой в последовательности определенный набор событий (A,B,C,D,E, F,G,H), характеризующий собой тот или иной процесс (систему). Анализ такого рода последовательностей – это достаточно новое направление анализа данных, интенсивно развивающееся примерно со второй половины 20-го века, преимущественно в молекулярной биологии, теории лингвистики, маркетинговых исследованиях, т.е. в тех областях, где количество данных растет в экспоненциальном порядке. Оказалось, что с ними можно работать, как с обычными данными наблюдений и технология их обработки стала одним из элементов data mining – совокупности методов обнаружения в данных ранее неизвестных и практически полезных, доступных интерпретации знаний, необходимых для принятия решений в различных сферах человеческой деятельности. Попробуем применить этот аппарат к анализу ВРСЗ. В качестве тестового образца использовались данные 95 зондирований буев АРГО в центральной части Норвежского моря.

После проведения параметризации кривых был выполнен расчет энтропии по каждому горизонту наблюдений (Рис.2). Четко прослеживается три локальных максимума энтропии в поверхностном слое, сезонном и главном термоклине. Первый минимум фиксируется у нижней границы перемешанного слоя, второй – у оси ПЗК, третий – в изотермическом слое придонных горизонтов.

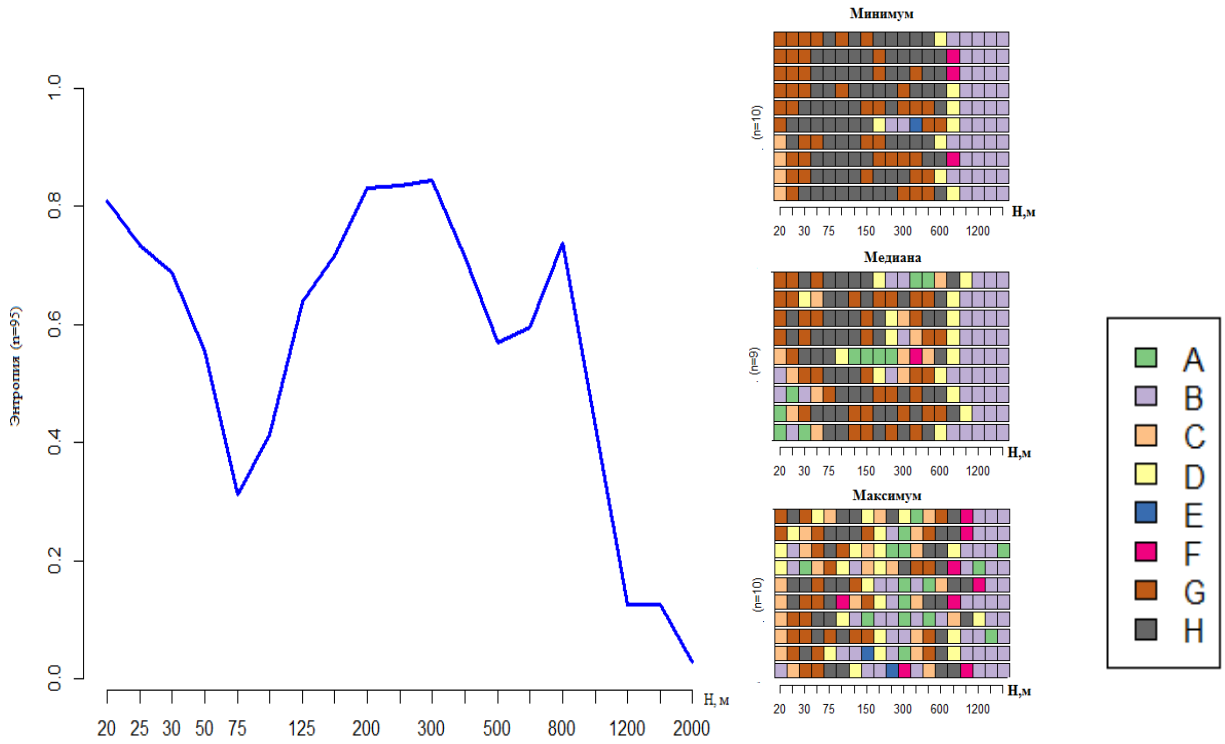


Рис.2. График значений по горизонтам распределение пакетов в 10%-х зонах минимума, максимума и медианы энтропии

На этом же рисунке приведено расположение пакетов для ВРСЗ, попавших в 10%-е зоны минимума, максимума и медианы энтропии. Эти данные уже можно рассматривать как кластеризацию ВРСЗ по степени неопределенности или хаоса. Для более аккуратной процедуры необходимо рассчитать матрицу взаимных расстояний между параметризированными ВРСЗ. Основная проблема анализа последовательностей состоит в формализации процедуры оценки различия между двумя произвольными последовательностями. Тут возможно несколько путей решения задачи – вычисление расстояния по Хеммингу, или числа несовпадающих позиций; выделение длины совпадающей части с начала последовательности или максимальной длины общей; оценка метрики Левенштайна, т.е. суммарной “стоимости” преобразования одной последовательности в другую. Нами был выбран последний вариант, реализованный в ряде статистических программ [6].

После того, как мы рассчитали матрицу расстояний, можно использовать практически любые методы кластеризации. Нами была использована иерархическая кластеризация, позволяющая контролировать этот процесс на каждом шаге.

В результате было получено шесть классов или типов гидролого-акустических условий. На рисунке 3 представлены некоторые результаты этой работы. В верней части рисунка мы видим повторяемость различных пакетов в ВРСЗ, попавших в ту или иную группу. В нижней части приведены графики реальных кривых каждой группы. Как мы видим, кластеры характеризуются однородностью. Различия между типами ГАУ можно считать достаточно существенными. Степень “хаотичности” этих условий хорошо отражают верхние диаграммы.

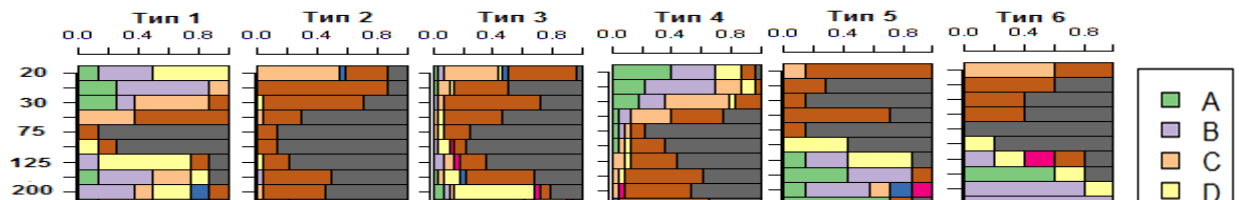


Рис.3. Графики ВРСЗ и повторяемостей различных пакетов значений по горизонтам по каждому кластеру

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Разработка методов специализированной обработки данных в настоящее время не успевает следовать за возросшим потоком поступающей информации. Использование методов интеллектуального анализа данных (Data mining) может быть весьма востребовано в решении данного вопроса.
2. Автоматизированная обработка океанографических данных на основе анализа числовых последовательностей и расчета энтропии вполне применима для оценка гидролого-акустических условий.
3. Предложенная технология обработки данных может быть использована для районирования различных акваторий Мирового океана. Особенно это актуально для зон с активными динамическими процессами – прибрежных вод, мелководья и районов фронтальных разделов.

Список используемых источников

1. Океанология. Физика океана. Т. 1: Гидрофизика океана / Под ред. В. М. Каменковича, А. С. Монина. М.: Наука. 1978. – 456 с.
2. Океанология. Физика океана Т. 2: Гидродинамика океана / Под ред. В. М. Каменковича, А. С. Монина. М.: Наука. 1978. – 455 с.
3. *Корчагин Н. Н., Монин А. С*. Мезоокеанология. М.: Изд-во РАН, 2004. – 176 с.
4. . *Барсегян, А. А*. Анализ данных и процессов / А. А. Барсегян. – Санкт-Петербург : БХВ-Петербург, 2009. – 512 с.
5. *Филин, В.А.* Статистическая модель интерпретации многолетних материалов зондирования гидросферы и атмосферы [Текст]: статья / В.А.Филин, Г.М.Дегтярев, А.Г.Колесников // Труды ВНИИГМИ-МЦД. – М.: Гидрометеоиздат, 1976. – Вып. 33. – С. 58–66.
6. *Горбач А. Н., Цейтлин Н. А*. Покупательское поведение: анализ спонтанных последовательностей и регрессионных моделей в маркетинговых исследованиях. – Киев: Освіта України, 2011. – 298 с.

П.П. Гейко
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

О ВОЗМОЖНОСТИ ОБНАРУЖЕНИЯ ОТРАВЛЯЮЩИХ ВЕЩЕСТВ С ПОМОЩЬЮ ТЕА CO_2 -ЛАЗЕРА

Задача разработки средств дистанционного обнаружения и идентификации источников заражения во времени и пространстве приобретает особую актуальность в связи с локальность и быстротечность нападения. Наиболее эффективно эта задача может быть решена на основе применения лидарных технологий, хорошо зарекомендовавших себя в задачах экологического мониторинга и оптики атмосферы.

Как известно, наибольшей чувствительностью обладают методы дистанционного контроля компонентов атмосферы, основанные на эффекте селективного поглощения оптического излучения. В этом случае, источником лидарного сигнала является обратное рассеяние на аэрозолях атмосферы. Лидарные отклики, обусловленные рассеянием коротких лазерных импульсов, имеющих длины волн λ_1 и λ_2 на атмосферных аэрозолях одинаково ослабляются в чистой атмосфере. Однако при попадании в облако примеси, отклик на λ_1 ослабляется гораздо больше, чем отклик на λ_2. Совместная обработка сигналов позволяет выделить разницу ослаблений и рассчитать концентрацию, если известна величина коэффициента поглощения.

Привлекательным качеством метода является относительная техническая простота, обусловленная использованием эффекта аэрозольного рассеяния в качестве источника лидарного сигнала. Высокая интенсивность сигнала позволяет добиться высокой оперативности получения информации о пространственно – временном распределении концентрации примеси в атмосфере за счёт возможности быстрого сканирования контролируемого объёма. Однако, возникают трудности, связанные с поиском полос поглощения или отдельных линий в спектре вещества, подлежащего обнаружению. В области 9-11 мкм имеются интенсивные колебательно-вращательные полосы поглощения ряда отравляющих веществ, известные из открытой печати [1]. Подходящий лазер, используемый для обнаружения этих веществ должен обладать высокой пиковой мощностью, узкой спектральной шириной и короткой продолжительностью при малой угловой расходимости пучка, а также сравнительно высокой частотой повторения импульсов. Всем этим требованиям в полной мере удовлетворяет ТЕА CO_2 – лазер [2,3]. В атмосфере помимо самого отравляющего вещества имеются другие фоновые газы (пары H_20, CO_2, N_2, O_2 и т.д.), поглощение которыми оказывает мешающее влияние на выбор оптимальных длин волн зондирования. Используя атлас спектральных линий [4], рассчитывалась мешающее поглощение фоновыми газами, прежде всего H_20, так как именно поглощение водяным паром в участке спектра 9 – 11 мкм вносит существенные коррективы при выборе пары линий для зондирования Параметры атмосферы были выбраны следующими: летняя модель средних широт северного полушария, давление – 1 атм., температура – 296 К. Результаты расчетов приведены в таблице 1. Для моделирования достижимой дальности зондирования принимались технические характеристики лидара, аналогичные указанным в [2,3].

Мощности эхо-сигналов, детектируемых приемником лидара описываются формулой

$$P(R) = \frac{c E K_1 K_2 \beta_\pi(\lambda)}{2}\left(\frac{A}{R^2}\right) G(R) T^2, \qquad (1)$$

где R - расстояние, E и P - энергия и пиковая мощность импульсов излучения лазера, c - скорость света, K_1, K_2, - оптические эффективности передатчика лидара, приемника лидара соответственно, A - площадь апертуры приемника, $\beta_\pi(\lambda)$ - объемный коэффициент обратного рассеяния атмосферного аэрозоля, $T = \exp\{-\int[\alpha_g(\lambda, z) + \alpha_a(\lambda, z)]\, dz\}$ - пропускание атмосферы на длине волны зондирования, α_g и α_a - коэффициенты ослабления излучения из-за поглощения молекулярными газами и атмосферного аэрозоля соответственно.

Таблица 1.

Выбранные линии излучения CO_2 - лазера и сечения поглощения отравляющих веществ

Отравляющее вещество	Люизит	Зарин	Зоман	Табун	Ви-икс	Циклозарин
Тип перехода и длина волны λ_1, мкм	10P(30) 10,696	9P(44) 9,773	9P(40) 9,733	9P(22) 9,569	9P(16) 9,520	9P(26) 9,604
Тип перехода и длина волны λ_2, мкм	10R(34) 10,158	9R(18) 9,282	9R(4) 9,367	9R(40) 9,174	10R(36) 10,115	9R(38) 9,183
σ_1, х 10^{-22}, $м^2$	0,12	1,093	1,268	0,753	0,802	0,726
σ_2 х 10^{-22}, $м^2$	0,007	0,037	0,068	0,068	0,055	0,027
σ_{12} х 10^{-22}, $м^2$	0,113	1,056	1,2	0,685	0,747	0,699

Рассмотрим отношение сигнал/шум ε для случая детектирования одиночных лидарных эхо-сигналов. В ИК-области спектра основным ограничивающим фактором является дробовой шум детектора. В этом случае ε можно записать в виде [3]

$$\varepsilon = \frac{I_s}{\sqrt{2eB(I_s + I_b + I_d)}}, \qquad (2)$$

где I_s - сигнальный ток детектора, I_b - ток детектора, обусловленный фоновой засветкой, I_d - темновой ток детектора, e - заряд электрона, B - ширина полосы пропускания детектора.

На рис.1.представлены зависимости отношения сигнал/шум ε от расстояния для ряда отравляющих веществ. Кривые построены для случая регистрации одиночных лидарных эхосигналов.

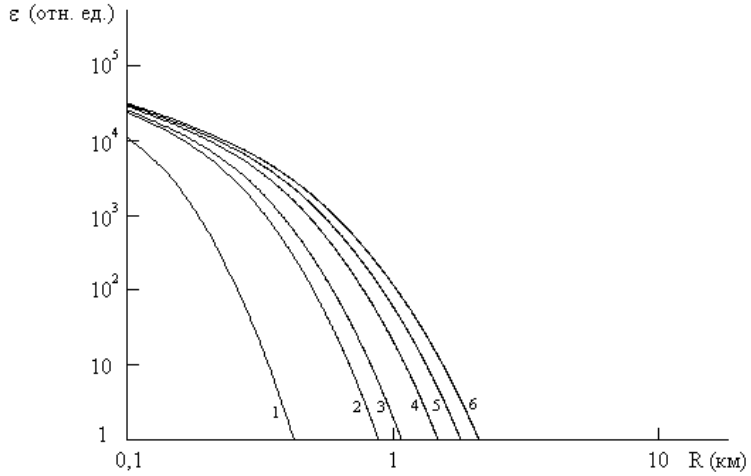


Рис. 1. Зависимости отношения сигнал/шум от расстояния при регистрации единичного лидарного эхосигнала в DAS - режиме для газов: табун – 1, люизит – 2, зарин – 3, циклозарин – 4, Ви-икс – 5, зоман – 6.

Видно, что предельные дальности составляют от 400 м до 2.1 км, в зависимости от типа отравляющего вещества при их 10% концентрации от предельной [1]. Проведен анализ возможностей дистанционного обнаружения отравляющих веществ на основе метода дифференциального поглощения. Выбраны, с учетом мешающего поглощения водяным паром, оптимальные для зондирования линии излучения CO_2-лазера. Рассчитана дальность действия лидара на базе CO_2-лазера.

Список используемых источников

1. *Webber M.E., Pushkarsky M., Patel C.K.* // J. of Appl. Phys. – 2005. – V. 97. – P. 113-124.
2. *Andreev Yu.M., Geiko P.P., Sherstov I.V.* // Proc. SPIE – 1999. – V. 3983. – P. 386–394.
3. *Иващенко М.В., Шерстов И.В.* // Квант. электр. – 2000. – Т.30. – 747-752.
4. *Rothman L.S., Jasquemart D., Barbe A.* // J. of quant. spectroscopy & radiative transfer. 2005. V.96. P.139-204

Е.А. Гордеева;
Е.В. Колобов;
А.В. Костенич,
кандидат технических наук;
К.Г. Ставров,
доктор технических наук, профессор;
Акционерное общество «Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт», Санкт-Петербург

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ МОДЕЛЕЙ РЕЛЬЕФА МОРСКОГО ДНА

Обсуждаются проблемы достоверности существующих цифровых моделей рельефа морского дна (ЦМРД). Выявленные погрешности (неопределенности) методики построения ЦМРД и использованных первичных материалов не позволяют говорить о высоком уровне достоверности самих моделей. Предлагаются пути усовершенствования методики построения ЦМРД

Ключевые слова: цифровые модели рельефа морского дна, IBCAO, методическая погрешность, геостатистические методы.

В современных условиях навигационно-гидрографическое и гидрометеорологическое обеспечение (НГО и ГМО) морской деятельности невозможно без применения геоинформационных систем (ГИС) и достоверных цифровых моделей рельефа дна, создание которых ведется как национальными, так и международными мореведческими организациями.

Под моделью рельефа морского дна мы понимаем представление в том или ином формате редуцированного рельефа морского дна, отражающее основные свойства истинного рельефа, ради изучения которых создается модель. Цифровая модель рельефа морского дна характеризуется множеством числовых триад (значениями глубины и плановых координат), с указанием системы координат и картографической проекции [2, 3].

Цифровые модели рельефа морского дна (ЦМРД) могут быть регулярными (grid, растр), нерегулярными (TIN – triangulated irregular network) и комбинированными.

В построении цифровой модели рельефа морского дна существуют следующие направления:

– оцифровка типографских батиметрических и морских навигационных карт с последующей интерполяцией различными методами глубин между оцифрованными изобатами [4-6];

– создание регулярных (grid, растр) и нерегулярных (TIN - triangulated irregular network) цифровых моделей (баз данных) на основе интерполяции фактографического материала (цифровых данных современных съёмок или данных оцифровки планшетов систематического и маршрутного промеров - для ретроспективной информации [2, 3];

– формирование комбинированных (mix) моделей (например, International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) [9].

Широко используемая международным научным сообществом цифровая модель рельефа дна Северного Ледовитого океана IBCAO составлена на основе материалов разнородных съёмок, проведенных в широком временном интервале (несколько десятков лет), с различных носителей (надводные суда, подводные лодки) с использованием различных методов и аппаратуры измерения глубин и навигационной привязки. При отсутствии первичных данных съёмок ЦМРД IBCAO создавалась на основе оцифровки батиметрических и морских навигационных карт с дальнейшей интерполяцией оцифрованных данных в сеточный массив – грид [9].

Интерполяция результатов съёмок большинством исследователей проводится с применением детерминистических интерполяторов. Например, при создании модели IBCAO, v.3 применялась бикубическая сплайн интерполяция [7-10]. При этом согласование

разнородных данных выполняется введением поправок (на основе изучения методических особенностей съёмок), например, поправок за вертикальный разрез скорости звука в воде, если такие поправки не были введены ранее. Кроме того, обычно применяется несколько итераций сглаживания [8, 9].

Нами были определены погрешности методики построения модели IBCAO. Собственно методическая погрешность определялась сравнением модели и исходной информации, например, данных съёмки рельефа дна исследовательским ледоколом «Healy» 2003 года. Как видно из табл.1 даже наименее сглаженная версия RR имеет погрешность 4% от глубины.

Таблица 1

Статистические параметры погрешности IBCAO-Healy

№/ пп	Объекты сравнения	Z% ср	σ%	Min-max σ%	2 σ% (95%)	N измерений
1	$IBCAO_2$-Healy	0.38	4.13	-11.31 – 43.94	8.26	294
2	$IBCAO_{3SM}$-Healy	-0.03	2.84	-14.39 – 17.54	5.68	294
3	$IBCAO_{3RR}$-Healy	-0.06	2.00	-14.06 – 13.22	4.00	294

Методическая погрешность модели IBCAO, построенной на основе оцифровки батиметрических и морских навигационных карт, включает в основном погрешности построения изобат в «ручном» режиме, создания картографической продукции, оцифровки изобат с морских карт, интерполяции, сглаживания и гридирования цифровых материалов. Суммарная погрешность определялась нами по невязке глубин IBCAO и ретроспективной базы батиметрических данных (РББД). Погрешность IBCAO и наиболее достоверных данных, представленных результатами высокоточной многолучевой съёмки (МЛЭ), представлена в таблице 2. Видим, что эти погрешности достаточно высоки и значительно выше приведенных в таблице 1.

Таблица 2

Статистические параметры погрешности IBCAO - РББД (МЛЭ)

№ пп	Объекты сравнения	Z% ср	σ%	Min-max σ%	2 σ% (95%)	N измерений
1	$IBCAO_2$-РББД	-0.54	7.32	-29.21 – 73.17	14.64	222
2	$IBCAO_{3SM}$-РББД	-0.46	6.13	-12.07 – 53.39	12.26	221
3	$IBCAO_{3RR}$-РББД	-0.38	7.00	-12.07 – 68.00	14.00	221
4	$IBCAO_2$-$МЛЭ_{10-14}$	-1.00	7.89	-28.45 – 85.89	15.78	222
5	$IBCAO_{3SM}$-$МЛЭ_{10-14}$	-1.06	6.82	-28.45 – 64.65	13.64	222
6	$IBCAO_{3RR}$- $МЛЭ_{10-14}$	-0.98	7.76	-28.45 – 80.32	15.52	222

В целях улучшения характеристик предлагается методика построения модели RuBCAO [3], основанная на согласовании данных разнородных съёмок путем введения в данные съёмок рельефа дна с меньшим уровнем достоверности проинтерполированных геостатистическими методами поправок, выявленных на основе невязок пересечения поверхностей, образованных по данным съёмок рельефа дна разных уровней достоверности. Вся обработка выполняется с TIN-поверхностями. Далее методами геостатистики создается сеточный массив батиметрических данных – грид (grid). Трехмерная визуализация осуществляется средствами современных ГИС.

Данный подход свободен от погрешностей, вносимых в процессе «ручного» создания бумажной морской карты, ее оцифровки и интерполяции оцифрованных изобат. Кроме того, применение геостатистики дает возможность оценить *погрешность создаваемой модели* методами кросс-валидации и, в частности, jack-knife [1].

При этом можно говорить о повышении достоверности результатов съёмок рельефа дна, участвующих в создании модели, но имеющих низкий уровень достоверности, в частности, за

счет введения интерполированных поправок и снижения систематической составляющей погрешности (рис. 1).

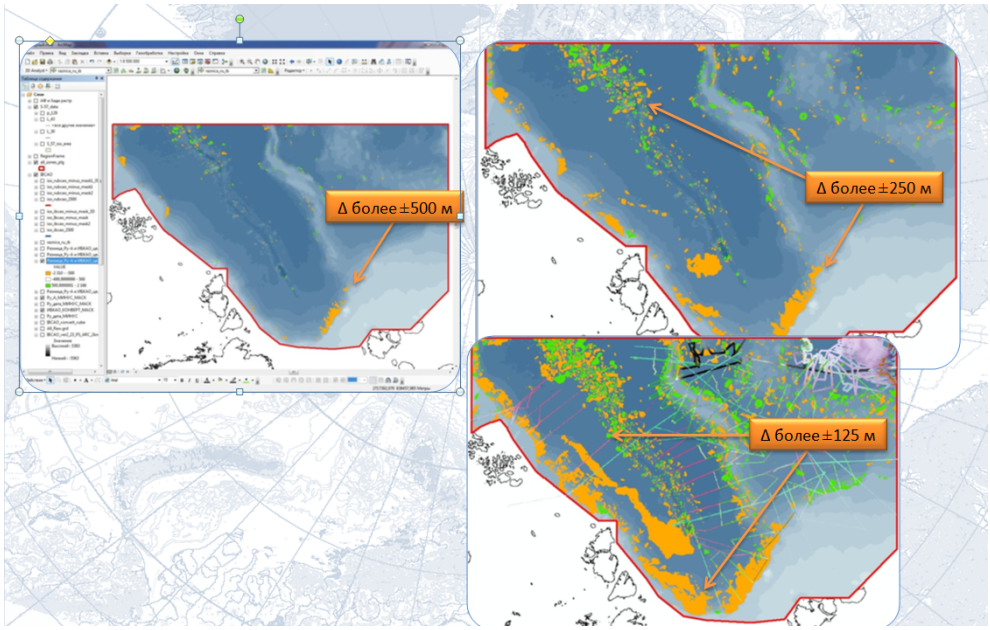


Рис.1 Поверхности расхождения IBCAO – RuBCAO

Апробация этой методики подтвердила её применимость для повышения достоверности разнородных данных о рельефе дна и расширение возможностей батиметрического картографирования Арктики. На рис. 1 показаны ошибки IBCAO по сравнению с моделью RuBCAO, разработанной в АО «ГНИНГИ».

Список используемых источников

1. *Демьянов В.В., Савельева Е.А.* Геостатистика: теория и практика М.: Наука, 2010. 327 с.

2. *Зеньков А.Ф., Костенич А.В., Ставров К.Г., Колобов Е.В. и др.* О подходе к созданию цифровой модели рельефа дна Арктического бассейна // Проблемы Арктики и Антарктики, СПб, 2017, №1(111), С. 57-61

3. *Зеньков А.Ф., Костенич А.В., Ставров К.Г., Колобов Е.В. и др.* К вопросу создания цифровой модели рельефа дна российского сектора Арктики // Материалы XV Всероссийской научно-технической конференции «Современные методы и средства океанографических исследований», М., 2017, т.1, С. 240-243

4. *Кошель С.М.* Моделирование рельефа по изолиниям // Университетская школа географической картографии. К 100-летию профессора К.А. Салищева / Ред. А.М. Берлянт. М.: Аспект Пресс, 2005. С. 198–208.

5. *Никифоров С.Л., Кошель С.М., Фроль В.В.* Цифровая модель рельефа дна Белого моря // Вестник Московского университета. Серия 5. География. 2012. № 3. С. 86–92.

6. *Hall J. K.* Bathymetric compilations of the seas around Israel I: the Caspian and Black seas; GSI Current Research, vol. 13, 2002

7. *Hell, B., and M. Jakobsson* (2011), Gridding heterogeneous bathymetric data sets with stacked continuous curvature splines in tension, Mar. Geophys. Res., 32(4), 493–501, doi:10.1007/s11001-011-9141-1.

8. *Jakobsson, M., R. Macnab, L. Mayer et al.,* (2008), An improved bathymetric portrayal of the Arctic Ocean: Implications for ocean modeling and geological, geophysical and oceanographic analyses, Geophys. Res. Lett., 35, L07602, doi:10.1029/2008GL033520, 2008

9. *Jakobsson M.,. Mayer L, Coakley B. et al.,* (2012)The International Bathymetric Chart of the Arctic Ocean (IBCAO) Version 3.0 [Electronic resource] / M. Jakobsson, R. Macnab, Members of the Editorial Board / GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, VOL. 39, L12609, doi:10.1029/2012GL052219

10. *Smith, W. H. F., and D. T. Sandwell* (1997), Global seafloor topography from satellite altimetry and ship depth soundings, Science, 277, 1956–1962, doi:10.1126/science. 277.5334.1956.

П.Д. Груздев*,
Д.В. Лиходеев**,
кандидат физико-математических наук;
Д.А. Преснов**,
кандидат физико-математических наук;
А.Л. Собисевич**,
доктор физико-математических наук
* АО «Концерн «МПО-Гидроприбор», г СПб
** Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

ИЗМЕРЕНИЕ СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКИХ СИГНАЛОВ В ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ БУЁВ ВМОРАЖИВАЕМОГО ТИПА

Описано созданное авторами новое поколение сейсмогидроакустических вмораживаемых информационно-измерительных модулей (буев), снабженных векторными и молекулярно-электронными первичными преобразователями. Информационно-измерительные модули предназначены для использования в составе распределенных антенных систем ледового класса, применение которых позволит вести круглогодичный мониторинг северных морей, покрытых сплошными льдами.

Ключевые слова: Арктика, океан, ледовые модули, гео-гидроакустика, поверхностные волны, сейсмический шум, прямые и обратные задачи, морское дно, углеводороды, газовые гидраты, мониторинг, геоэкология

ВВЕДЕНИЕ

Практическая реализация развиваемой технологии мониторинга, основанная на регистрации микросейсмического фона, потребовала создания измерительной базы. В качестве таковой в настоящей работе использовалось современное прецизионное сейсмическое и гидроакустическое оборудование на основе молекулярно-электронных приемников имеющих ряд преимуществ, таких как малый вес, низкое энергопотребление, высокая чувствительность, отсутствие движущихся частей и т.д. [Шабалина и др., 2014]. Достаточная точность и надежность этих датчиков была подтверждена во время многочисленных полевых работ [Горбенко и др., 2016; Преснов и др., 2017].

С целью решения задачи долговременного измерения геогидроакустических сигналов в условиях покрытой льдом акватории усилиями специалистов ИФЗ РАН, МФТИ и АО «Концерн «МПО — Гидроприбор» [Сухопаров и др., 2016] разработан и изготовлен геогидроакустический буй ледового класса (рис. 1). Он интегрирует в себе как различные типы чувствительных элементов — гидрофоны, векторные гидроакустические приемники, трехкомпонентные сейсмометры, так и аппаратную часть комплексной информационно-измерительной системы, которая включает микрокомпьютер со сменным носителем информации, регистратор, часы точного хода, приемник сигнала GPS/ГЛОНАСС, сетевой интерфейс Wi-Fi, метеорологическую станцию, аккумуляторный источник питания. Таким образом, созданный вмораживаемый геогидроакустический буй представляет собой законченный продукт, предназначенный для измерения гидроакустического давления и трех компонент колебательной скорости, как в твердом теле, так и в жидкости. Он создан для быстрого развертывания в ледовых условиях северных морей.

ПРИНЦИПЫ РАБОТЫ И УСТРОЙСТВО ГЕОГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО МОДУЛЯ

Сейсмический измерительный модуль предназначен для осуществления автономной регистрации сейсмического сигнала до нескольких недель, накопления и передачи данных по проводному или беспроводному интерфейсу, удаленной проверки надлежащей работы и для объединения нескольких модулей в единую телесейсмическую сеть. В состав устройства функционально входит три основных модуля, рис. 1, аналоговый однокомпонентный

молекулярно-электронный измеритель типа CME-4211V (1), источник тока, обеспечивающий работу всех узлов системы (2), регистратор сейсмических сигналов типа NDAS-8224 (3).

Аналоговый сейсмический датчик (1) работает на принципах молекулярно-электронного переноса [Agafonov et al., 2015; Агафонов и др., 2013]. Внешние сейсмические возмущения благодаря силам инерции вызывают перетекание рабочей жидкости датчика через электрохимическую ячейку устройства. Возникновение конвективного потока в преобразователе меняет установившийся в системе характер распределения концентрации основных носителей заряда, что вызывает вариации катодного тока эквивалентные внешнему возмущающему сигналу. Сейсмические датчики, построенные по технологии МЭП являются чрезвычайно надежными приборами, они не требуют ни специальных средств, ни специальных методик при транспортировке и установке, не требует обслуживания, арретирования и центрирования массы и хорошо подходят для полевых измерений, а также быстрого развертывания сейсмической сети [Агафонов и др., 2013]. Технические параметры датчика представлены в Таблице 1.

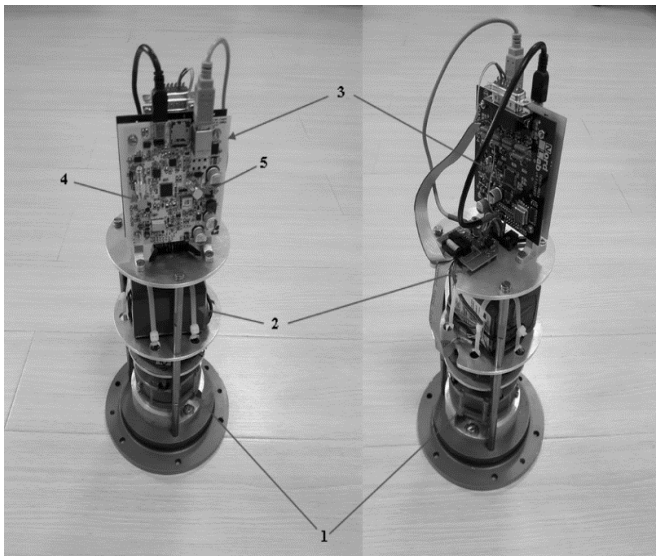


Рис. 1. Устройство геогидроакустического модуля. 1 – аналоговый молекулярно-электронный вертикальный сейсмический датчик, 2 – литий-ионовая батарея емкостью 7000 миллиампер-часов с платой согласования, 3 – 24 разрядный регистратор сейсмических сигналов, 4 – разъем подключения внешней антенны Wi-fi, 5 – разъем подключения внешней антенны GPS

Источник питания построен на основе цилиндрических литий-ионовых элементов питания. Общий размер аккумулятора, упакованного в единый корпус, составляет 51 x 56 x 77mm, а общая емкость батареи при комнатной температуре ~ 7000 mAh. Номинальное напряжение, выдаваемое батареей 9 – 12,6 В. Поскольку цифровой блок (3) и аналоговый молекулярно-электронный измеритель (1) имеют разные напряжения питания (+5В и +12В соответственно) предусмотрена специальная плата согласования, преобразующая напряжение батареи в +5В, питающих цифровой регистратор.

Регистратор (3) предназначен для использования в составе автономных систем сбора данных с батарейным питанием. Он основан на аналого-цифровом преобразователе типа сигма-дельта с 22 эффективными разрядами. Частота оцифровки выбирается из диапазона: 1, 10, 50, 100, 250, 500, 1000 Гц. Применяемый модуль отличается малым энергопотреблением — менее 300 мВт в процессе регистрации, что позволяет при заданных габаритах устройства существенно увеличить время автономной работы. Для передачи данных и конфигурирования системы используются проводное USB или беспроводное wi-fi соединение, разъем (4) на рис. 1а, а 32 Гб внутренней памяти позволяют вести длительную регистрацию данных в автономном режиме. В регистраторе имеются цепи для подачи тестовых сигналов на сейсмические датчики, а также питание ±2,5В. Интегрированный модуль GPS позволяет синхронизировать сейсмические события с точным мировым временем, автономно запускать и останавливать запись по заданному расписанию, идентифицировать пространственную точку расположения измерительного модуля на земной поверхности для индивидуализации

модулей в телесейсмической сети. Геогидроакустический измерительный модуль помещен в прочный пыле-влагозащищённый корпус со степенью защиты не ниже IP 68.

ЛАБОРАТОРНО-СТЕНДОВЫЕ ИСПЫТАНИЯ ГЕОГИДРОАКУСТИЧЕСКОГО ИЗМЕРИТЕЛЬНОГО МОДУЛЯ

Сверка трех образцов геогидроакустических буев ледового класса выполнялась на постаменте Геофизической службы РАН в г. Обнинск с 30.08.2017 по 08.09.2017. В качестве эталонного сейсмометра использовался велосиметр Streckeisen STS-1V/VBB, который является чувствительным элементом постоянно действующей сейсмической станции Обнинск (OBN), кроме того были проанализированы данные с велосиметра Guralp CMG-3ESP. На рис. 2 представлено сопоставление частотных характеристик, заявленных изготовителями с частотными характеристиками геогидроакустического буя с установленным датчиком СМЕ.

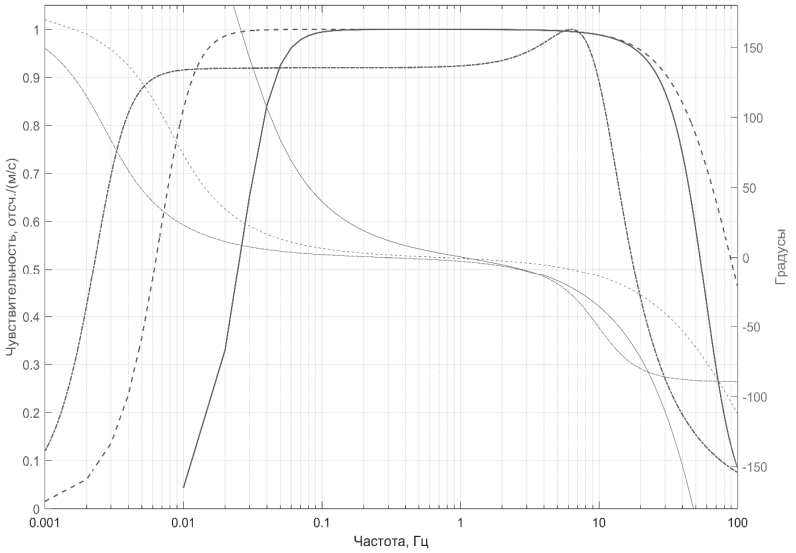


Рис. 2. Амплитудно-частотная характеристика – темные цвета; фазо-частотная характеристика – светлые цвета. Сплошная линия – СМЕ; пунктирная линия – Guralp; штрихпунктирная линия – Streckeisen.

Streckeisen и Guralp имеют приемлемую чувствительность вплоть до периодов 250 и 100 секунд соответственно, имеющиеся данные ограничены частотой Найквиста сверху - 10 и 20 Гц. В настоящей работе рассматривается частотный диапазон 0,03-10 Гц. Сейсмостанции расположены в месте, защищенном от посторонних шумов лесополосой. Сам геофизический постамент находится на глубине ~20 м, температура составляла ~12°С, так же была отмечена сильная влажность.

Наиболее интересное событие в мире за время измерений — это землетрясение магнитудой 8,1, произошедшее в Мексике 08.09.2017 в 04:49 по всемирному времени. Анализировалась запись этого события всеми тремя приемниками, отфильтрованная в частотном диапазоне 0,03-10 Гц, с учетом представленной на рис. 2 частотной характеристики прибора СМЕ. Записи других приборов не калибровались, так как их АЧХ и ФЧХ можно считать линейными в указанной полосе частот. Обращает на себя внимание более низкая по сравнению с эталонными приборами чувствительность СМЕ на периодах больше 20 секунд. Этот недостаток может быть исправлен применением другого калибровочного коэффициента, что делает записи абсолютно идентичными. Необходимо также отметить, что запись Guralp’а оказалась зашкалена на периодах выше 20 секунд.

Результаты испытаний наглядно продемонстрировали, что применяемый в геогидроакустическом буе новейший чувствительный элемент, основанный на принципах молекулярной электроники по точности не уступает мировым лидерам в производстве сейсмических приборов. Необходимо отметить, что молекулярно-электронные преобразователи сегодня начинают применяться в сейсморазведке на суше [Горбенко и др., 2016], под водой [Антонов и др., 2017], а также проходят первые испытания в ледовых условиях [Преснов и др, 2017].

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ РАБОТ В ЛЕДОВЫХ УСЛОВИЯХ

Исследование особенностей функционирования вмораживаемых ледовых информационно-измерительных систем и проверка полученных ранее теоретических результатов были выполнены в ходе полевых работ, проведенных в феврале 2017 г. в заливе Нейсмери Ладожского озера на испытательном полигоне ОАО «Концерн «Океанприбор» (рис. 3). Погодные условия способствовали успешному решению поставленных задач: в процессе проведения ледовых испытаний температура воздуха изменялась в пределах от −10 до −5°С; ветра не было, осадков тоже. В отдельных районах акватории лёд, толщина которого составляла 40 см, был покрыт слоем снега толщиной 5–10 см. Глубина озера в месте проведения эксперимента изменялась в пределах от 11 до 21 м. Для экспериментальных работ была разработана схема наблюдения сейсмоакустических сигналов в условиях акватории покрытой льдом в виде равнобедренного треугольника со стороной 1 км и основанием 200 м. На каждом измерительном пункте приемная система состояла из трех эталонных устройств: маятникового сейсмического приемника СМ3-ОС и пьезокерамического гидрофона, обеспечивающих измерения на дне, в водной толще и на поверхности льда. Для записи сигналов, получаемых при помощи указанного оборудования, использовались трехканальные регистраторы RefTek 130B, которые обеспечивают временную синхронизацию различных пунктов наблюдения с достаточно высокой точностью. Макеты испытываемых геогидроакустических буев вмораживались в точках, разнесенных на расстояние в 1 км.



Рис. 3. Фотография макета вмораживаемого буя на полигоне Ладожского озера в 2017 году

В качестве излучателей использовались падающие грузы массой 32 кг в различных постановках. Использование контролируемого возмущения при проведении ледовых экспериментов позволило получить качественные спектрограммы геогидроакустических возмущений в слоистых структурах полигона и приступить к анализу дисперсионных кривых. При исследовании фундаментальной донной моды, в качестве источника сигнала использовался подводный взрыв на глубине 10 м. Было проведено два эксперимента в одинаковых условиях, что позволило выполнить процедуру суммирования для повышения соотношения сигнал/помеха. После этого суммированный сигнал обрабатывался при помощи оконного преобразования Фурье. Точное время взрыва было известно, что было обеспечено размещением одной из измерительных точек в непосредственной близости от источника. Благодаря этому при известном расстоянии до места взрыва удавалось перевести временную ось на полученной сейсмограмме в ось групповых скоростей.

Теоретические дисперсионные кривые рассчитывались для модели среды, включающей слой льда различной толщины, жидкий слой толщиной 20 м, дно моделировалось упругим полупространством. Геогидроакустические вмораживаемые информационно-измерительные модули, успешно выдержали ледовые испытания в натурных условиях при низких температурах, продемонстрировав стабильность получаемой сейсмогидроакустической

информации. Экспериментальные результаты позволили определить изменение времени пробега для различных частотных компонент. Кроме того, полученные данные позволили выйти на оценку толщины льда в районе проведения экспериментов. Анализируя полученные результаты, отметим, что основная энергия диспергирующего сигнала сосредоточена в полосе частот 7–15 Гц, что в нашем случае ограничивает возможности восстановления упругих параметров слоистой структуры дна. Однако, сопоставляя экспериментальные и теоретические кривые, удалось оценить скорость продольных волн в дне. При условии однородности дна было получено значение ~ 3 км/с.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные экспериментальные данные находятся в хорошем соответствии с теоретическими оценками, выполненными в рамках созданной модели слоистой геологической среды. Комплекс выполненных работ показал, что в естественных шумах моря содержится полезная информация, которая отражает внутреннюю структуру морского дна и водного слоя, и позволил разработать аппаратурно-методические основы шумовой технологии локализации неоднородных образований в водной среде и слоистых донных структурах северных морей с помощью пассивного мониторинга микросейсмического шума.

Развиваемая группой ученых лаборатории Фундаментальных проблем экологической геофизики и вулканологии ИФЗ РАН при участии представителей МГУ им. М.В. Ломоносова пассивная технология мониторинга слоистых структур северных морей и создание специализированного аппаратурного обеспечения, представляются перспективными и экономически выгодными. Использование разрабатываемой технологии целесообразно при работах в высоких широтах, когда другие методы трудно реализуемы в мощных ледовых полях при необходимости обеспечения круглогодичного мониторинга.

Авторы выражают благодарность В.П. Дмитриченко за помощь в организации натурных наблюдений на Ладожском озере. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-29-02046 код офи_м.

Список используемых источников

1. *Agafonov V.M., Neeshpapa A.V., Shabalina A.S.* Electrochemical Seismometers of Linear and Angular Motion. Encyclopedia of Earthquake Engineering. Springer-Verlag Berlin Heidelberg. 2015.
2. *Агафонов В.М., Егоров И.В., Шабалина А.С.* Принципы работы и технические характеристики малогабаритного молекулярно-электронного сейсмодатчика с отрицательной обратной связью // Сейсмические приборы. 2013. Т. 49, № 1. С. 5-18.
3. *Антонов А.Н., Авдюхина С.Ю., Егоров И.В., Жостков Р.А., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А., Шабалина А.С.* Широкополосная сейсмическая станция для сейсморазведки на морском дне и в транзитной зоне на основе молекулярно-электронных датчиков // Материалы научно-практической конференции «Сейсмические технологии- 2017». 2017. С. 64-67.
4. *Горбенко В.И., Жостков Р.А., Лиходеев Д.В., Преснов Д.А., Собисевич А.Л.* Вопросы применимости молекулярно-электронных сейсмоприемников в пассивной сейсморазведке на примере изучения глубинного строения Калужской кольцевой структуры по данным анализа поверхностных волн // Сейсмические приборы. 2016. Т. 52, № 3. С. 5–19.
5. *Преснов Д.А., Жостков Р.А., Собисевич А.Л., Шуруп А.С.* Натурные наблюдения сейсмоакустических волн в условиях покрытого льдом водоема // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2017. Т. 81, № 1. С. 76–80.
6. *Преснов Д.А., Жостков Р.А., Собисевич А.Л., Шуруп А.С.* Натурные наблюдения сейсмоакустических волн в условиях покрытого льдом водоема // Известия Российской академии наук. Серия физическая. 2017. Т. 81, № 1. С. 76-80.
7. *Сухопаров П.Д., Дмитриченко В.П., Преснов Д.А., Собисевич А.Л., Собисевич Л.Е.* Пат. РФ №2594663. // Бюл. Изобр. 2016. № 23.

8. *Шабалина А.С., Зайцев Д.Л., Егоров Е.В., Егоров И.В., Антонов А.Н., Бугаев А.С., Агафонов В.М., Криштоп В.Г.* Молекулярно-электронные преобразователи в современных измерительных системах // Успехи современной радиоэлектроники. 2014. № 9. С. 33–47.

К.А. Диденко*;
А.И. Погорельцев**,
доктор физико-математических наук
* Санкт-Петербургский Государственный Университет,
** Российский Государственный Гидрометеорологический Университет, г.Санкт-Петербург

АНАЛИЗ НЕЛИНЕЙНЫХ ВЗАИМОДЕЙСТВИЙ ПЛАНЕТАРНЫХ ВОЛН НА ОСНОВЕ УРАВНЕНИЯ БАЛАНСА ВОЗМУЩЕННОЙ ПОТЕНЦИАЛЬНОЙ ЭНСТРОФИИ

В стратосфере наблюдается взаимосвязь между изменениями амплитуд стационарных планетарных волн с зональным волновым числом 1 и 2 (СПВ1 и СПВ2). Эта взаимосвязь обусловлена, главным образом, нелинейным взаимодействием волна-волна в стратосфере. Для того, чтобы объяснить наблюдаемое поведение амплитуд СПВ, можно рассмотреть нелинейное взаимодействие стационарной планетарной волны с зональным потоком и с СПВ с другими волновыми числами, причем эти взаимодействия нужно анализировать отдельно. При таком подходе рассчитываются члены, отвечающие, за взаимодействие волна-волна и волна-средний поток в уравнении баланса возмущенной потенциальной энстрофии.

Ключевые слова: энстрофия, потенциальный вихрь Эртеля, планетарные волны, волновое взаимодействие.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является исследование эффекта нелинейных взаимодействий волновых движений в стратосфере. Чтобы рассмотреть эти эффекты были изучены члены, которые дают вклад в баланс возмущения потенциальной энстрофии. Используя общую форму уравнения можно рассчитать эволюцию планетных волн с зональными волновыми числами m = 1, 2 и 3 и вклад различных членов взаимодействия в изменение вихревой потенциальной энстрофии:

$$\frac{\partial}{\partial t}\frac{\overline{q'^2}}{2} + \frac{\overline{q'u'}}{a\cos\varphi}\frac{\partial \overline{q'}}{\partial \lambda} + \frac{\overline{q'v'}}{a}\frac{\partial \overline{q'}}{\partial \varphi} + \frac{\overline{q'v'}}{a}\frac{\partial \overline{q}}{\partial \varphi} = \overline{q'Q'}, \qquad (1)$$

где q' - возмущение квазигеострофического потенциального вихря, u' и v'- возмущения зональной и меридиональной составляющей скорости геострофического ветра, Q' является возмущением диабатических источников и стоков, а также включает диссипативные слагаемые, которые не могут быть оценены из наблюдений. Все прочие символы имеют общепринятые значения. Первое слагаемое в левой стороне уравнения описывает эволюцию волны. Два последующих слагаемых – взаимодействия по типу волна-волна. Последний член описывает изменения возмущения потенциальной энстрофии, вызванные взаимодействием волны со средним потоком. Член в правой части уравнения обозначает изменения в возмущениях потенциальной энстрофии за счет диабатического нагрева и диссипации в уравнении импульса. [1]

Результаты для уравнения (1) можно получить с использованием q' (как было предложено в работе Smith et al. (1983) [1]) или, отказавшись от квазигеострофического приближения, с использованием выражения для потенциального вихря Эртеля.

НЕЛИНЕЙНОЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ СПВ-СПВ И СПВ-СРЕДНИЙ ПОТОК

Разложив в ряд потенциальный вихрь, зональный и меридиональный ветер и диабатический нагрев для зональных волновых чисел 1, 2, 3 и подставив в уравнение (1), были получены члены в балансе возмущения потенциальной энстрофию Их вид для описания взаимодействия СПВ1 и СПВ2 можно записать следующим образом:

$$+\frac{1}{4a\cos\varphi}\left[2U_2Q_1Q_1^* + U_2^*(Q_1^{*2} - Q_1^2)\right] + \frac{1}{4a}\left[(V_2Q_1 + V_2^*Q_1^*)\frac{\partial}{\partial\varphi}Q_1 + (V_2^*Q_1 + V_2Q_1^*)\frac{\partial}{\partial\varphi}Q_1^*\right]. \qquad (2)$$

Этот член может быть различным образом переписан при использовании квазигеострофического уравнения неразрывности для возмущений за счет СПВ2, как было предложено в работе Smith et al. (1984) [2]:

$$+\frac{1}{8a\cos\varphi}\frac{\partial}{\partial\varphi}\{[V_2(Q_2^1 - Q_1^{*2}) + 2V_2^*(Q_1 Q_1^*)]\cos\varphi\}. \quad (3)$$

Сравнение результатов, полученных с использованием выражений (3) и (4) показывает между ними существенное различие (по крайне мере в средних широтах зимней стратосферы, когда наблюдается сильное нелинейное взаимодействие волна-волна) [3]. Таким образом, для правильного описания нелинейных взаимодействий необходимо отказаться от использования геострофического приближения. Квазигеострофический потенциальный вихрь, возмущение которого используется для расчета возмущения потенциальной энстрофии, не является приближением потенциального вихря Эртеля. Это просто его аналог (даже единицы измерения отличается). Учитывая выражение для абсолютной завихренности $\overrightarrow{\omega_a} = rot\vec{V} + 2\vec{\Omega}, \vec{\Omega} = \{0, \vec{\Omega}\cos\varphi, \vec{\Omega}\sin\varphi\}$ и пренебрегая 2Ωcosφ по сравнению с вертикальной производной зонального ветра u_z, получаем выражение для потенциального вихря Эртеля $P = \overrightarrow{\omega_a}\cdot\vec{\nabla}\theta/\rho_0$, которое обычно используют в атмосферных приложениях, когда работают с «примитивными» уравнениями в сферической системе координат [4]. В дальнейшем, для сопоставления результатов, полученных с и без использования геострофического приближении, в уравнение баланса возмущения потенциальной энстрофии (1) вместо $q'\overline{\theta_z}$ подставляем $P'\rho_0$ (вид выражения для вихря учитывает единицы измерения, необходимые для корректного сравнения результатов).

Чтобы показать поведение разных членов в балансе потенциальной энстрофии с использованием $q'\overline{\theta_z}$ или $P'\rho_0$, было решено рассмотреть результат моделирования MUAM (модель средней и верхней атмосферы), когда наблюдалось (моделировалось) сильное внезапное стратосферное потепление (ВСП). Во время этого явления волновая активность обычно усиливается. На рис. 1 показаны результаты моделирования с помощью MUAM (был выполнен набор ансамблей для условий Эль-Ниньо и выбран один из ансамблей). Наблюдается сильное увеличение амплитуд СПВ 10 января. Такое увеличение обычно сопровождается изменением среднего зонального потока в стратосфере и, как следствие, внезапное стратосферное потепление наблюдается несколько дней спустя.

Используя результаты моделирования, были вычислены и визуализированы члены уравнения (1). Значения были получены для высоты 30 км и усреднены в полосе широт 52.5N-62.5N. Результаты на рис.2a и 3a показывают, что временные изменения вихревой потенциальной энстрофии для СПВ1 и СПВ2 практически не зависят от типа потенциального вихря. Вид кривой, показывающей взаимодействие волн с разными волновыми числами, выглядит аналогичным (используя выражение $q'\overline{\theta_z}$ или $P'\rho_0$), но интенсивность заметно различается отличается. Наиболее интересная ситуация возникает при рассмотрении взаимодействия СПВ1 или СПВ2 со средним потоком. На панели (d) рис.2 и 3 видно, что значения членов с использованием квазигеострофической потенциальной завихренности и потенциального вихря Эртеля находятся вне фазы.

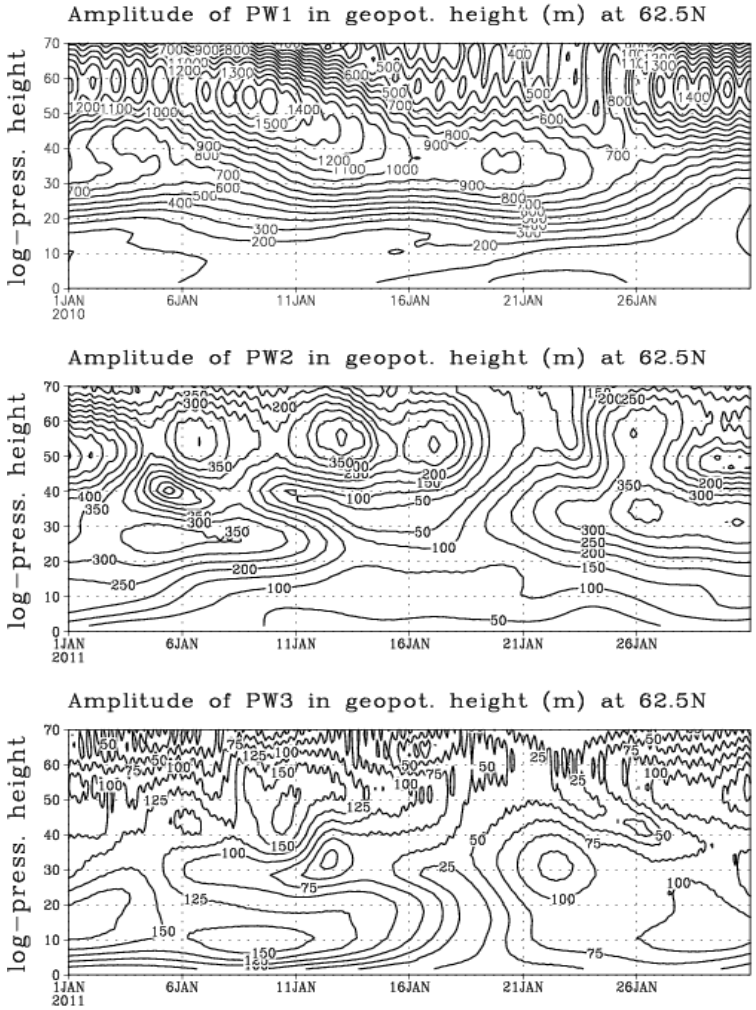


Рис.1. Высотно-временное представление амплитуды зональной гармоники с зональным волновым числом m = 1 (верхняя панель), 2 (средняя панель), 3 (нижняя панель) на северной широте 62.5 в Январе. Данные MUAM

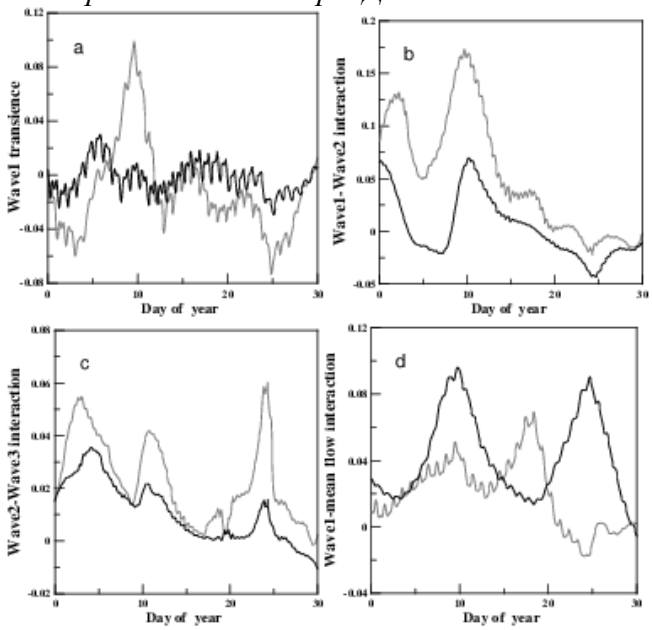


Рис.2. Члены, отвечающие за вклад в баланс потенциальной энстрофии (с использованием квазигеострофического приближения - серые линии), потенциального вихря Эртеля - черные линии) для СПВ1 на 30 км в январе: (a) эволюция волны, (b) взаимодействие волна1-волна2, (c) взаимодействие волна2-волна3 и (d) взаимодействие волна1-средний поток. Графики приведены в единицах 10^{12}(кг $м^{-3}$)^{2}PVU^2/день, где 1PVU = 10^{-6}·K $м^2кг^{-1}s^{-1}$

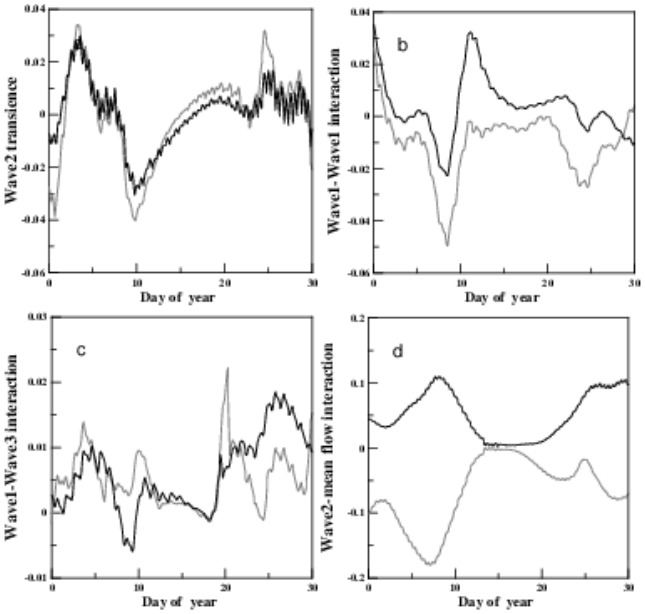


Рис.3. Члены, отвечающие за вклад в баланс потенциальной энстрофии (с использованием квазигеострофического приближения - серые линии), потенциального вихря Эртеля - черные линии) для СПВ2 на 30 км в январе: (a) эволюция волны, (b) взаимодействие волна1-волна1, (c) взаимодействие волна1-волна3 и (d) взаимодействие волна2-средний поток. Графики приведены в единицах 10^{12}(кг м$^{-3}$)^{2}PVU^2/день, где 1PVU = 10^{-6}K м^{2}кг$^{-1}$s^{-1}

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты расчета слагаемых в уравнении баланса возмущения потенциальной энстрофии демонстрируют существенные различия при использовании квазигеострофического приближения и при использовании выражения потенциального вихря Эртеля. Различия определяют выбор выражения для расчета уравнения (1). В дальнейшем необходимо более подробно рассмотреть взаимодействие СПВ1 и СПВ2 со средним потоком. Более того, члены, содержащие вертикальную скорость, не рассматривались в этом исследовании. Эти члены, в свою очередь, могут вносить вклад в баланс во время событий ВСП и / или в случае нелинейного взаимодействия между высокочастотными планетарными волнами (например, атмосферными приливами). Эта задача будет предметом дальнейших исследований.

Список используемых источников

1. *Smith A.K.* Observation of Wave-Wave interactions in the Stratosphere // J. Atmos. Sci. – 1983. – vol 40 – C. 2484 – 2493.

2. *Smith A.K.* Wave-Wave Interactions in the Stratosphere: Observations during Quiet and Active Wintertime Periods // J. Atmos. Sci. – 1984. – vol 41 – C. 365.

3. *Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N., Aniskina O.G., Ermakova T.S. и др.* Interannual and interseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter // Journal of Atmospheric and Solar-Terrestrial Physics. – 2015. – № 136. – C. 191 – 194.

4. Andrews D.G., Holton J.R., Conway B.L. Middle Atmospheric Dynamics // Atmosphere Dynamics. –1987. – C. 113-122.

О.И. Дидык;
А.П. Доронин,
доктор технических наук, профессор;
В.М. Петроченко,
кандидат технических наук, доцент
ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург.

РАССЛОЕННОСТЬ ОБЛАКОВ СРЕДНЕГО ЯРУСА НАД СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМИ РАЙОНАМИ ЕВРОПЕЙСКОЙ ТЕРРИТОРИИ РОССИИ В ИНТЕРЕСАХ РЕШЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

В статье представлены результаты обработки самолетного зондирования атмосферы за 12 лет над Санкт-Петербургом, касающиеся расслоенности облаков среднего яруса – высоко-кучевых (*Ac*) и высоко-слоистых (*As*). Показано, что полученные в статье данные могут быть использованы при решении широкого круга прикладных задач.

Ключевые слова: облака, самолетное зондирование атмосферы, расслоенность, прикладные задачи, модифицирование.

ВВЕДЕНИЕ

Облака различных форм, включая и облака среднего яруса, оказывают влияние на решение широкого круга прикладных задач таких как, например, обеспечение полетов и перелетов авиации, проведение аэрофотосъемки, оценивание изменений теплового баланса в системе атмосфера – подстилающая поверхность и др. Среди многих характеристик облаков особую актуальность в связи с этим приобретают данные о их расслоенности.

Сведения о расслоенности облаков различных форм необходимы также при планировании, подготовки и проведении работ по модифицированию облаков в конкретных физико-географических районах (ФГР) страны.

В настоящей статье в качестве основного объекта исследования выбраны облака среднего яруса – высоко-кучевые (*Ac*) и высоко-слоистые (*As*), в качестве исходного материала – протоколы самолетного зондирования атмосферы (СЗА) ТА-Э–7,7м над Санкт-Петербургом за 1953-1964 г.г. Всего обработано около 4 тысяч (3853) подъемов самолетов-зондировщиков.

К настоящему времени сведения о расслоенности облаков среднего яруса приведены в ряде справочников [1,2] и монографий [3,4]. Однако приведенные в них данные относятся либо к большим по площади районам (регион, полушарие), либо к значительным периодам времени (полугодие, год). Исходя из этого, ниже приведены результаты исследования расслоенности облаков среднего яруса над северо-западными районами Европейской территории России (ЕТР).

РАССЛОЕННОСТЬ ОБЛАКОВ СРЕДНЕГО ЯРУСА НАД СЕВЕРО-ЗАПАДНЫМИ РАЙОНАМИ ЕТР

Известно, что модифицирование облаков может осуществляется как с целью вызывания (интенсифицирования) осадков, так и с целью рассеяния или стабилизации облачного покрова. Очевидно, что воздействие на *Ac* и *As* облака в выбранных в данной работе районах будет проводиться, главным образом, с целью их рассеяния. При этом важно знать, насколько часто облака среднего яруса наблюдаются в конкретных ФГР по сравнению с облаками других форм. С этой целью в таблице 1 представлены полученные в результате обработки материалов СЗА данные о повторяемости облачности различных форм над Санкт-Петербургом.

Из анализа данных табл. 1 видно, что облака среднего яруса наблюдаются как в теплое, так и в холодное полугодия. При этом высоко-кучевые облака наблюдаются чаще в теплое полугодие (22,2%), а высоко-слоистые – почти одинаково в обоих полугодиях (15,4% – в холодное и 11,7% – в теплое). Такие величины повторяемости As и Ac облаков можно объяснить тем, что высоко-слоистые связаны в основном с атмосферными фронтами. Условия

же образования Ac облаков могут быть различными. Так, например, в теплое время года они могут образовываться при растекании конвективных облаков [4].

Таблица 1

Относительная повторяемость (%) сплошной облачности различных форм

Пункт	Только St-Sc (одно- и много-слойные	St-Sc,в сочетании с Ac	Ns, Ns-As	As	Только Ac	Только Cu, Cb	Cu, Cb в сочетании с St-Sc, Ac	Число подъемов самолетов-зондировщиков
Санкт-Петербург	49,6 / 26,6	5,1 / 9,6	22,5 / 13,0	15,4 / 11,7	5,1 / 22,2	1,9 / 14,4	0,4 / 2,5	2182 / 1671

Примечание: Здесь в числителе приведены данные, относящиеся к холодному полугодию, а в знаменателе – к теплому.

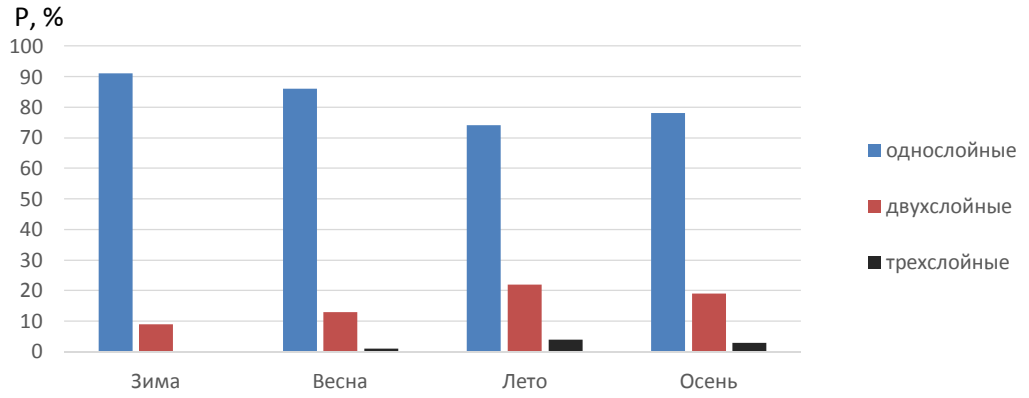


Рис. 1. Повторяемость (%) расслоенности высоко-кучевых облаков, наблюдающихся самостоятельно (г. Санкт-Петербург)

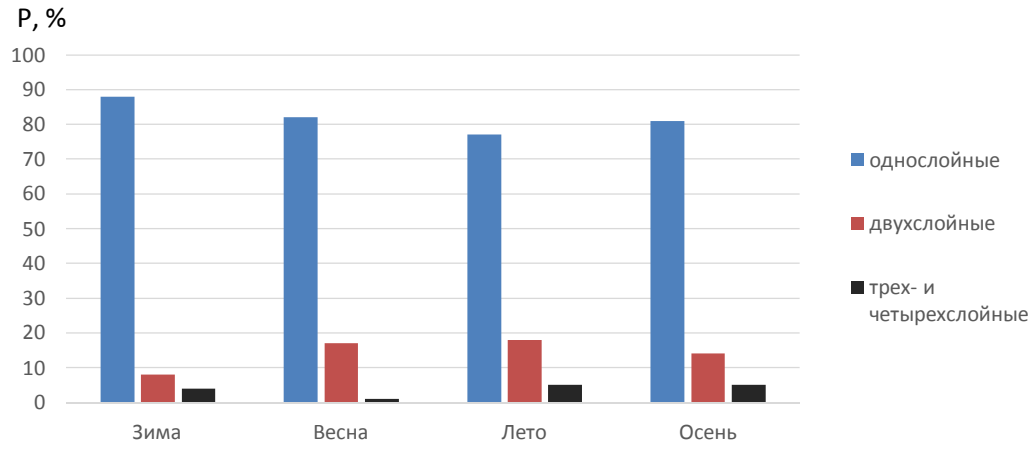


Рис. 2. Повторяемость (%) расслоенности высоко-кучевых облаков, наблюдающихся в сочетании с облаками нижнего яруса St, Sc. Frnb, Cu (г. Санкт-Петербург)

Таблица 2

Повторяемость (%) расслоенности высоко-кучевых облаков (г. Санкт-Петербург)

Полугодие, год	Ac, наблюдающиеся самостоятельно				Ac, наблюдающиеся в сочетании с St,Sc Frnb, Cu облаками				
	Одно-слой-ные	Двух-сдой-ные	Трех-слой-ные	Кол-во зондир-о-ваний	Одно-слой-ные	Двух-слой-ные	Трех-слой-ные	Четыр ех-слой-ные	Кол-во зондиро-ваний
Холодное	86,6	11,7	1,7	119	84,9	11,1	4,0	0	126
Теплое	77,3	19,7	3,0	361	79,1	17,5	1,7	1,7	234
Год	79,4	17,7	2,9	480	81,1	15,3	2,5	1,1	360

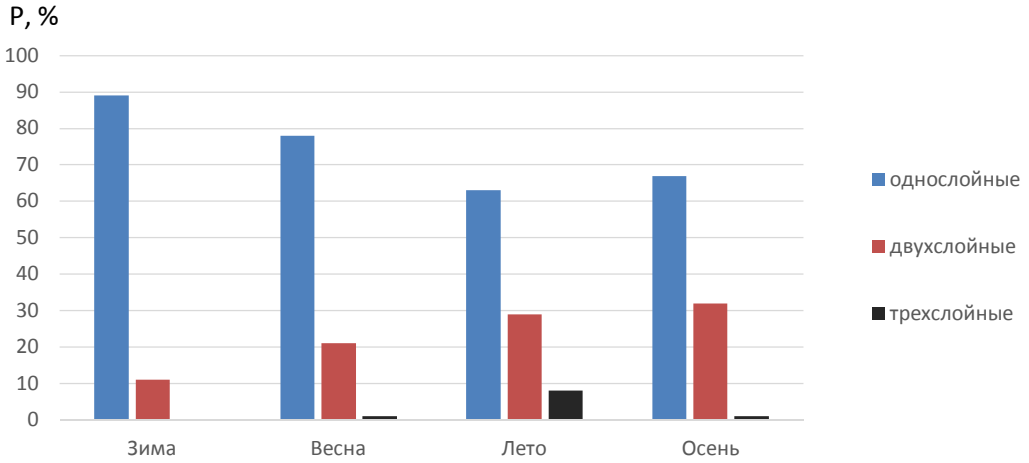


Рис. 3. Повторяемость (%) расслоенности высоко-слоистых облаков, наблюдающихся самостоятельно (г. Санкт-Петербург)

В результате обработки материалов СЗА установлено, что облака среднего яруса над северо-западными районами России могут наблюдаться как самостоятельно, так и в сочетании с облаками нижнего яруса (Sc, St, Frnb) и облаками вертикального развития (Cb, Cu). С учетом этого обстоятельства на рисунках 1–4 и в таблицах 2–3 приведены данные, характеризующие расслоенность облаков среднего яруса.

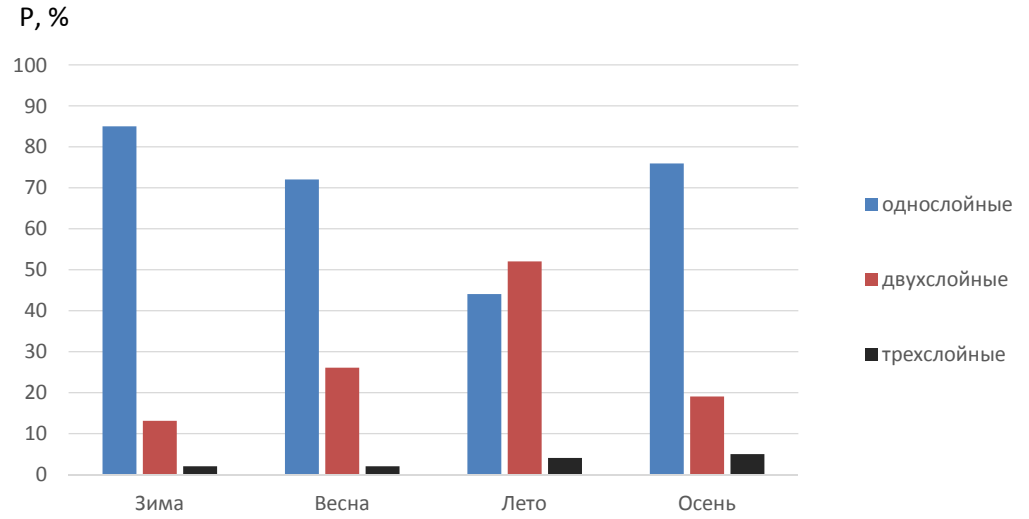


Рис. 4. Повторяемость (%) расслоенности высоко-слоистых облаков, наблюдающихся в сочетании с облаками нижнего яруса St, Sc, Frnb, Cu (г. Санкт-Петербург)

Таблица 3

Повторяемость (%) расслоенности высоко-слоистых облаков (г. Санкт-Петербург)

Полугодие, год	As, наблюдающиеся самостоятельно				As, наблюдающиеся в сочетании с St,Sc Frnb, Cu облаками			
	Одно-слой-ные	Двух-сдой-ные	Трех-слой-ные	Кол-во зонди-рований	Одно-слойные	Двух-слойные	Трех-слойные	Кол-во зондиро-ваний
Холодное	79,6	20,4	0	108	82,2	14,8	3,0	169
Теплое	68,0	26,2	5,8	103	57,3	38,7	4,0	75
Год	73,9	23,2	2,9	211	74,6	22,1	3,3	244

Анализ полученных данных свидетельствует о том, что в случае As и Ac облаков, наблюдающихся самостоятельно в течение года, преобладают однослойные облака. Так, на повторяемость однослойных Ac облаков в зависимости от сезона приходится от 73,6% (летом) до 91,1% (зимой), а однослойных As облаков – от 63,3% (летом) до 88,7% (зимой).

Однослойные As облака, наблюдающиеся самостоятельно, отмечаются во все сезоны, причем в летний период (63,3%) их повторяемость ниже, чем в другие сезоны. Так, повторяемость однослойных As облаков достигает максимума зимой (88,7%), снижаясь в переходные сезоны до 77,6% весной и 66,7% осенью.

Отмеченные выше тенденции в распределении числа облачных слоев по сезонам в полной мере характерны также и для полугодий. Так, в частности, повторяемость наблюдающихся самостоятельно Ac облаков в холодное полугодие составила 86,6%, в теплое – 77,3%, а двухслойных – 11,7% и 19,7% соответственно.

В отношении расслоенности As облаков, наблюдающихся самостоятельно, можно отметить следующее. В холодное полугодие на повторяемость однослойных As облаков приходится 79,6%, в теплое – 68,0%, двухслойных – 20,4% и 26,2% соответственно.

Полученные в работе данные о преобладающей повторяемости однослойных облаков среднего яруса, особенно Ac облаков, в течение года имеют практическое значение поскольку указывают на возможность получения положительного результата при модифицировании облаков в случае использования одного самолета.

При наличии одно- и двухслойных Ac и As облаков в сочетании с облаками других форм (см. рис. 2 и 4) вероятность достижения положительного результата при воздействии на облака будет в значительной мере определяется типом используемого химического реагента и количеством применяемых технических средств. При наличии двух и трех слоев вероятность достижения положительного эффекта будет гораздо ниже, чем в случае воздействия на один слой. В этом случае для достижения цели воздействия необходимо либо использование нескольких самолетов (для засева каждого слоя), либо применение конкретных реагентов (в частности гранул твердой углекислоты размером 2-3 см, способных при падении с высоты выброса «прошить» все нижележащие облачные слои) [4].

Таким образом, полученные в работе данные о расслоенности облаков среднего яруса над северо-западными районами России могут быть использованы при подготовке и проведении работ по их модифицированию с целью решения широкого круга прикладных задач (проведение экологического мониторинга, аэрофотосъемка, поисково-спасательные работы и др.).

ВЫВОДЫ

1. Впервые получены данные о расслоенности облаков среднего яруса, высоко-кучевых и высоко-слоистых, наблюдающихся как самостоятельно, так и в сочетании с облаками других форм (Sc, St, Frnb, Cu) по сезонам, полугодиям и в течение года над северо-западными районами России. Установлено, что для обоих случаев чаще всего наблюдаются однослойные облака. Так, повторяемость Ac облаков, наблюдающихся самостоятельно, в течение года

составляет 79,4%, а в сочетании с облаками других форм – 81,1%, для As облаков –73,9% и 74,6% соответственно.

2. Выявленные в настоящей статье тенденции в распределении расслоенности облаков среднего яруса хорошо согласуются с результатами расслоенности таких облаков, которые наблюдаются в северных районах ЕТР [5].

3. Полученные в настоящей работе данные о расслоенности облаков среднего яруса над северо-западными районами России могут быть использованы для решения широкого круга прикладных задач (проведение аэрофотосъемки, оценивание экологической обстановки, планирование и проведение работ по воздействию на облака и др.) в интересах различных министерств и ведомств.

Список используемых источников

1. Облака и облачная атмосфера. – Л.: Гидрметеоиздат, 1990. – 647 с.
2. Атмосфера:/ Справочник (справочные данные, модели). – Л. : Гидрметеоиздат, 1991. – 503 с.
3. *Дубровина Л.С.* Облака и осадки по данным самолетного зондирования. – Л.: Гидрометеоиздат, 1982. – 216 с.
4. *Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат, 1984. – 751 с.
5. *Доронин А.П., Дидык О.И., Суворова В.С.* Исследование расслоенности облаков среднего яруса над северными районами России в интересах проведения авиакосмического мониторинга // Труды III Всероссийской научной конференции «Экология и космос» имени академика К.Я. Кондратьева / под общ. ред. Ю.В. Кулешова. – СПб.: ВКА имени А.Ф.Можайского, 2017. – С.264-268.

Е.А. Дробашевская
А.И. Погорельцев
доктор физико-математических наук, профессор
С.П. Смышляев
доктор физико-математических наук, профессор
РГГМУ, г. Санкт-Петербург

РЕАКЦИЯ ВНЕТРОПИЧЕСКОЙ СТРАТОСФЕРЫ НА СОБЫТИЯ ЭНЮК ВО ВРЕМЯ ВЕСЕННЕЙ ПЕРЕСТРОЙКИ ЦИРКУЛЯЦИИ

Проведено исследование влияния Ла-Нинья Эль-Ниньо Южного Колебания (ЭНЮК) на температуру и озон в полярных районах во время весенней перестройки циркуляции стратосферы. Установлено, что во время фазы Ла-Нинья межгодовая изменчивость температуры и относительной объемной концентрации озона на высотах стратосферы больше, чем во время фазы Эль-Ниньо, что косвенно указывает на большую активность динамических процессов.

Ключевые слова: стратосферный озон, весенняя перестройка циркуляции, ЭНЮК, СПВ.

ЗАДАЧИ И МЕТОД РЕШЕНИЯ

Исследования последних лет показывают, что в весенние месяцы в отдельные годы наблюдается понижение концентрации озона над арктическим регионом. Было установлено, что весна 2011 года, когда наблюдалось значительное понижение озона в Арктике, соответствует фазе Ла-Нинья Эль-Ниньо Южного Колебания (ЭНЮК) [1, 2]. Для определения фазы ЭНЮК был использован индекс MEI (Multivariate ENSO Index) [3]. Было высказано предположение, что понижение концентрации озона в 2011 году было связано с изменением характера динамических процессов в стратосфере средних и высоких широт, обусловленным событием Ла-Нинья. Однако на динамику стратосферы могут влиять и другие процессы, протекающие в низких широтах (квази-двухлетнее колебание зонального потока, осцилляция Маддена-Джулиана и т.д.), и на основании анализа отдельных лет нельзя сделать окончательных выводов о влиянии ЭНЮК. Поэтому, для получения статистически значимых выводов, были отобраны 10 лет для фаз Эль–Ниньо и Ла-Нинья (по 5 лет для каждой фазы). Для анализа были выбраны месяцы март-апрель, то есть временной интервал, когда наблюдается весенняя перестройка циркуляции стратосферы [4]. В соответствии с таблицами индекса MEI за март-апрель, фаза Эль-Ниньо наблюдалась в 1983, 1987, 1992, 1993, 1998 годах, а фаза Ла-Нинья в 1989, 1999, 2000, 2008, 2011 годах. Исследование внутрисезонной и межгодовой изменчивости температуры и концентрации озона для различных фаз ЭНЮК было выполнено на основе композитного анализа данных ретроспективного анализа MERRA [5].

Среднезональные значения относительной объемной концентрации озона (OMR - ozone mixing ratio) и температуры были усреднены за выбранные годы для условий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Значения температуры, относительной объемной концентрации озона, амплитуды стационарных планетарных волн (СПВ) в поле OMR, межгодовая изменчивость рассчитывались на основании значений, усредненных за март-апрель. При усреднении за выбранные месяцы также рассчитывались средние квадратические отклонения, на основании которых при усреднении за 5 лет, рассчитывалась внутрисезонная изменчивость.

Для расчета климатических значений относительной объемной концентрации озона данные были усреднены за 1976-2016 гг, для расчета климатических значений температуры усреднение проводилось за 1980-2016 гг. (рассчитываются как наблюдаемые минус климатические значения и затем деленные на климатические)

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Полученные результаты показывают, что внутрисезонная изменчивость среднезональной температуры на высоких широтах в верхней стратосфере в условиях Ла-Нинья больше, чем в условиях Эль-Ниньо. Межгодовая изменчивость на высоких широтах в условиях Ла-Нинья значительно превышает межгодовую изменчивость в условиях Эль-Ниньо.

Среднезональные значения OMR и внутрисезонная изменчивость практически одинаковы для обеих фаз ЭНЮК, в то время как межгодовая изменчивость на высоких широтах в условиях Ла-Нинья существенно выше, чем в условиях Эль-Ниньо.

Большие значения межгодовой изменчивости амплитуды СПВ1 наблюдаются в условиях Ла-Нинья. Среднезональные значения амплитуды СПВ1 и внутрисезонная изменчивость для разных фаз ЭНЮК приблизительно одинаковы. Значения амплитуды СПВ2, а также внутрисезонная и межгодовая изменчивости в условиях Ла-Нинья выше, чем в условиях Эль-Ниньо.

На рисунке 1 представлены разница среднезональных значений относительной объемной концентрации озона и разница среднезональной температуры, наблюдаемые во время событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Данные усреднены за два месяца (март и апрель). Статистическая значимость представлена затемнением. Можно отметить, что при условиях, соответствующих событиям Эль-Ниньо, в средней стратосфере на низких широтах наблюдается статистически значимые более низкие значения относительной объемной концентрации озона и более высокие значения относительной объемной концентрации озона на высоких широтах в стратосфере. Анализ разницы среднезональной температуры показывает более высокие значения в полярной верхней стратосфере во время фазы Эль-Ниньо по сравнению с фазой Ла-Нинья.

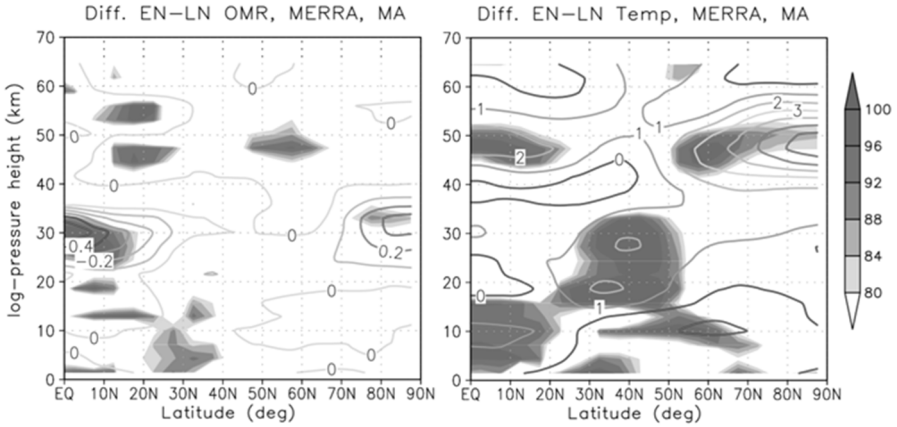


Рис. 1. Левая панель: усредненная за март-апрель разница среднезональных значений OMR (pptv) между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья (изолинии). Правая панель: усредненная за март-апрель разница среднезональной температуры (K) между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья (изолинии). Статистическая значимость представлена затемнением.

Для более детального анализа были рассмотрены относительные значения (наблюдаемые минус климатические и затем деленные на климатические) температуры и отношения объемной концентрации озона за март-апрель, усредненные по широтному поясу 67,5 с.ш.-87,5 с.ш. для событий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Установлено, что самые большие положительные отклонения (достигают 14%) отношения объемной концентрации озона в условиях Эль-Ниньо от климатических значений, наблюдаются в первой декаде апреля. В тот же самый временной интервал, но в условиях Ла-Нинья, отклонение отрицательное, достигает

-10%. Учитывая полученные отклонения, можно сделать вывод, что разница в среднезональной относительной объемной концентрации озона между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья может достигать значений более 20%. Также можно отметить, что в выбранный временной интервал наблюдается охлаждение в верхней стратосфере (отрицательное отклонение от климатических значений) в условиях Ла-Нинья. Во время событий Эль-Ниньо в нижней стратосфере наблюдаются более высокие температуры относительно климатических значений.

На рисунке 2 изолиниями представлены усредненные за март-апрель разницы амплитуд СПВ1 (верхняя панель слева) и СПВ2 (нижняя панель слева) в OMR между значениями, наблюдаемыми в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья. На панелях справа показаны разницы соответствующих амплитуд стационарных планетарных волн в поле температуры. Статистическая значимость отображается затемнением. Из рисунка 2 видно, что амплитуда СПВ1 в OMR в средней стратосфере на широтах 40 с.ш.-60 с.ш. во время фазы Эль-Ниньо значительно больше, чем во время фазы Ла-Нинья. Амплитуда СПВ1 в поле температуры в верхней стратосфере в полярных широтах больше во время событий Эль-Ниньо. Амплитуда СПВ2 в OMR на средних широтах в стратосфере больше во время событий Ла-Нинья, однако статистическая значимость разницы невысокая, что говорит о сильной межгодовой изменчивости в этой области атмосферы.

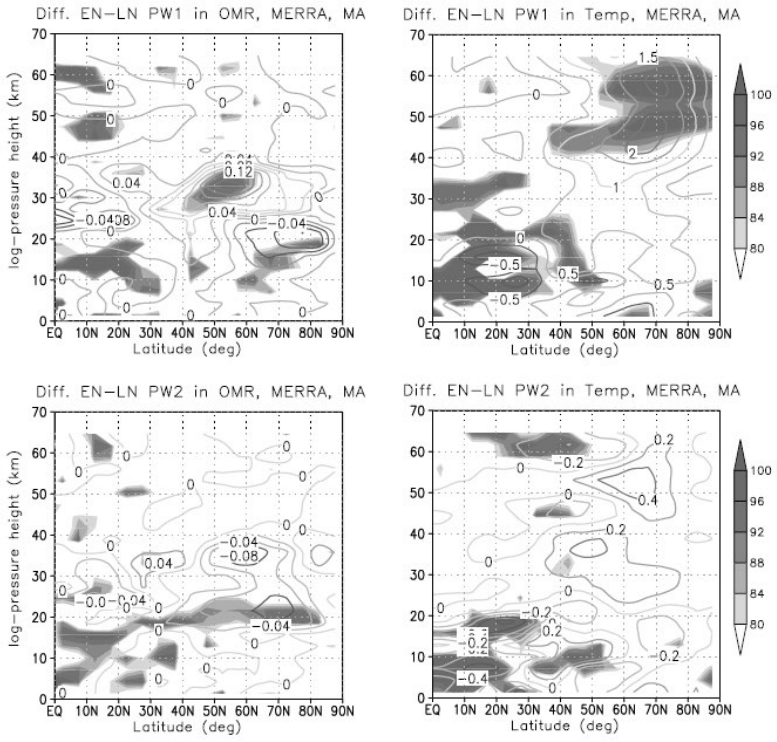


Рис. 4. Верхняя левая панель: усредненная за март-апрель разница амплитуд СПВ1 в OMR (pptv) между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья (изолинии). Верхняя правая панель: усредненная за март-апрель разница амплитуд СПВ1 в поле температуры (K) между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья (изолинии). Нижняя левая панель: усредненная за март-апрель разница амплитуд СПВ2 в OMR (pptv) между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья (изолинии). Нижняя правая панель: усредненная за март-апрель разница амплитуд СПВ2 в поле температуры (K) между условиями Эль-Ниньо и Ла-Нинья (изолинии). Статистическая значимость представлена затемнением.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты показывают, что наиболее значимые изменения в отношении объемной концентрации озона и температуре наблюдаются в течение временного интервала, приблизительно соответствующего средней дате весеннего перехода (6 апреля) [6]. Также можно отметить, что во время событий Ла-Нинья межгодовая изменчивость температуры и относительной объемной концентрации озона на высотах стратосферы больше, чем во время фазы Эль-Ниньо, что косвенно указывает на большую активность (изменчивость) динамических процессов.

Список используемых источников

1. *Смышляев С.П., Погорельцев А.И., Дробашевская Е.А., Канухина А.Ю.* Влияние динамических факторов на озоновые аномалии в Арктике// Ученые записки РГГМУ, 2015. № 41. С. 136-148.
2. *Смышляев С.П., Погорельцев А.И, Галин В.Я., Дробашевская Е.А.* Влияние волновой активности на газовый состав стратосферы полярных регионов//Геомагнетизм и аэрономия, 2016. Т. 56. № 1. С. 102-116.
3. Bimonthly MEI values, NOAA Earth System Research Laboratory, https://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html
4. *Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н.* Межгодовая и климатическая изменчивость сроков весенней перестройки циркуляции стратосферы// Ученые записки РГГМУ, № 11, 2010. – С. 53-62.
5. *Rienecker M.M. et al.* (2011), MERRA: NASA's Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications// J. Climate, 24 (14), pp. 3624–3648. doi:10.1175/JCLI-D-11-00015.1.
6. *Savenkova E.N., A.Yu. Kahukhina, A.I. Pogoreltsev, E.G. Merzlyakov,* Variability of the springtime transition date and planetary waves in the stratosphere//J. Atmos. Solar-Terr. Phys., 2012, V. 90-91, pp. 1–8, doi:10.1016/j.jastp.2011.11.001.

Я.Н. Дробжева,
доктор физико-математических наук;
С.Ю. Гуща;
П.В. Житникова
РГГМУ, г. Санкт-Петербург

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ МОДЕЛИ ВЕТРА HWM-90 ДЛЯ ГЕОФИЗИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ПРИКЛАДНЫХ ЗАДАЧ

При решении ряда прикладных задач, например, обеспечения полетов летательных аппаратов, необходимо знание в реальном масштабе времени направления и скорости ветра вдоль траектории полета. На практике такое обеспечение экспериментальной информацией невозможно. Поэтому актуальным является разработка моделей и их проверка. Целью настоящей работы является оценка ошибок расчета направления и скорости ветра, полученных по международной эмпирической модели ветра HWM-90 [1,2], на основе экспериментальных данных для города Санкт-Петербурга для диапазона высот атмосферы от 0 до 25 км. Для проверки модели использовались экспериментальные данные аэрологического зондирования станции ГГО им. Воейкова за каждый день 2015 года за 00 ч UT, всего 2190 профилей [3].

ОЦЕНКА ОШИБОК МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ НАПРАВЛЕНИЯ ВЕТРА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

Совместный анализ экспериментальных и модельных высотных профилей направления ветра показал, что с вероятностью 95% можно предполагать, что для зимы модель ветра работает плохо, за исключением февраля для области верхней тропосферы и нижней стратосферы. Для примера на рисунке 1 представлены результаты анализа для декабря и февраля.

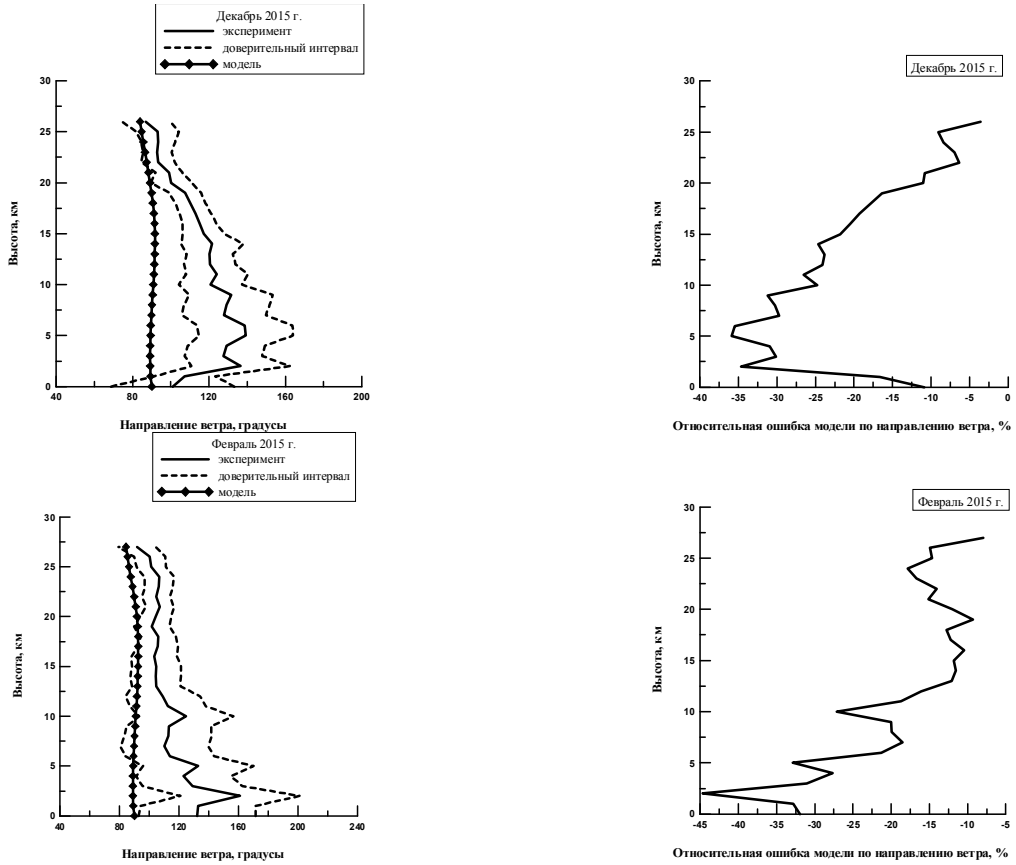


Рис.1 Осреднённые за декабрь, январь и февраль 2015 года за 00 UT экспериментальные высотные профили направления ветра с 95%-ми доверительными интервалами, модельные профили, и соответствующие изменения с высотой относительной ошибки расчёта направления ветра по модели в процентах.

Весной модель соответствует эксперименту лишь для марта в диапазоне от 2 до 17 км и для мая от 2 до 12 км и от 16 до 19 км, а летом - в июне (за исключением области высот от 0 до 15 км, где относительная ошибка соответствует значениям ±25 %). В диапазоне высот от 15 до 21 км модельные значения почти в 3 раза превышают экспериментальные значения направления ветра (Рис.2).

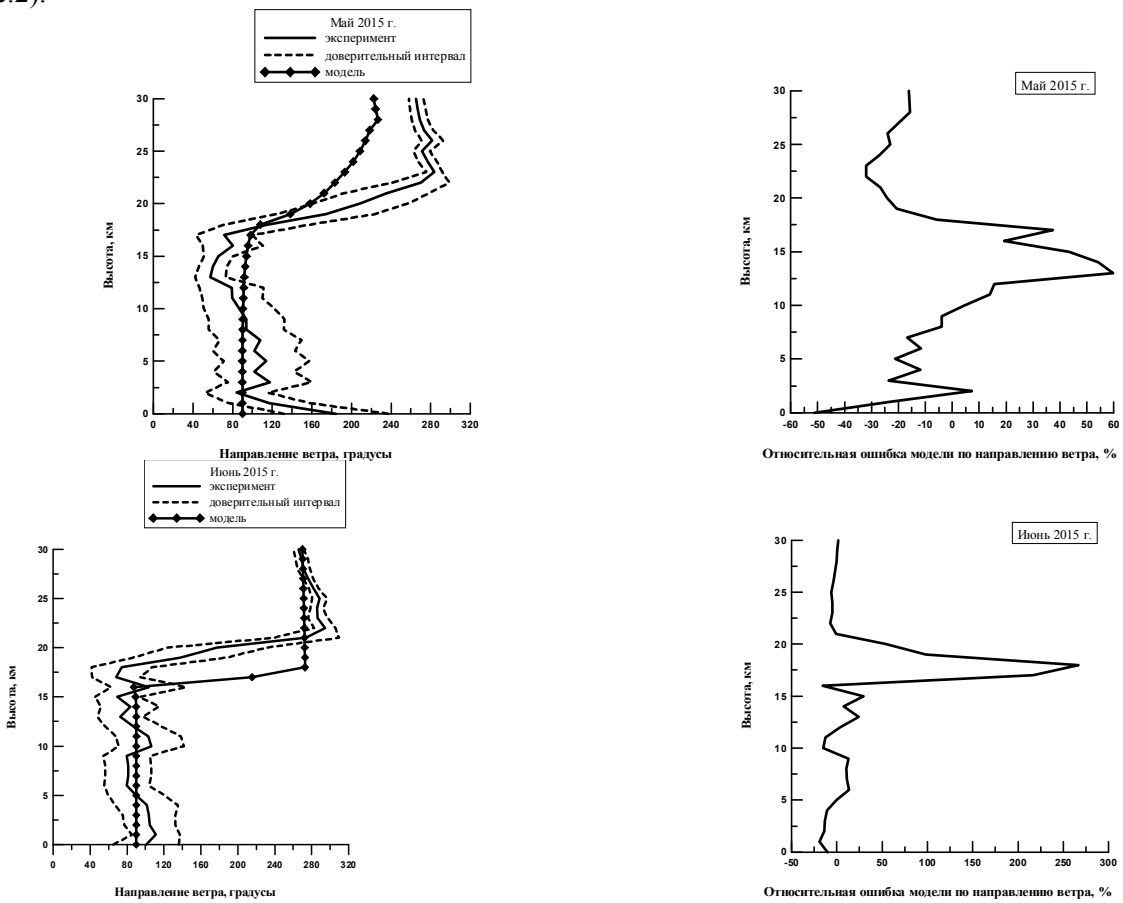


Рис.2. Осреднённые за май и июнь 2015 года за 00 UT экспериментальные высотные профили направления ветра с 95%-ми доверительными интервалами, модельные профили, и соответствующие изменения с высотой относительной ошибки расчёта направления ветра по модели в процентах.

Осенью модель ветра с вероятностью 95% соответствует эксперименту лишь для сентября.

Относительная ошибка расчета направления ветра имеет ярко выраженный сезонный ход для высот атмосферы от 0 до 12 км, при этом модельные профили наиболее адекватны для лета. При этом наибольшее расхождение модельных и экспериментальных высотных профилей направления ветра наблюдается в апреле и октябре для любых рассмотренных высот. Для примера представлены сезонные зависимости относительной ошибки расчетов для высот 2 и 10 км (Рис.3).

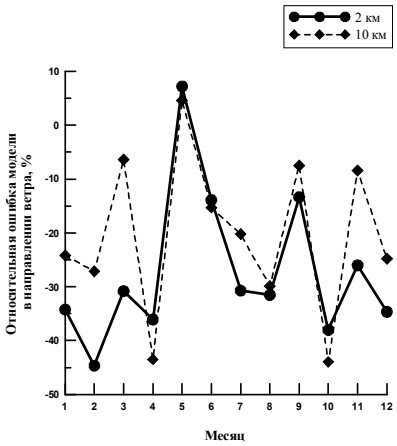


Рис. 3. Зависимость относительной ошибки модельных расчетов направления ветра от сезона для высот атмосферы 2 и 10 км.

ОЦЕНКА ОШИБОК МОДЕЛЬНЫХ РАСЧЕТОВ СКОРОСТИ ВЕТРА НА ОСНОВЕ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В целом, модельные высотные профили скорости ветра с вероятностью 95% не соответствует эксперименту зимой и весной, летом (за исключением высоты от 22 до 30 км в июне) и осенью (за исключением высот от 20 до 29 км в октябре и ноябре) (Рис.4).

.

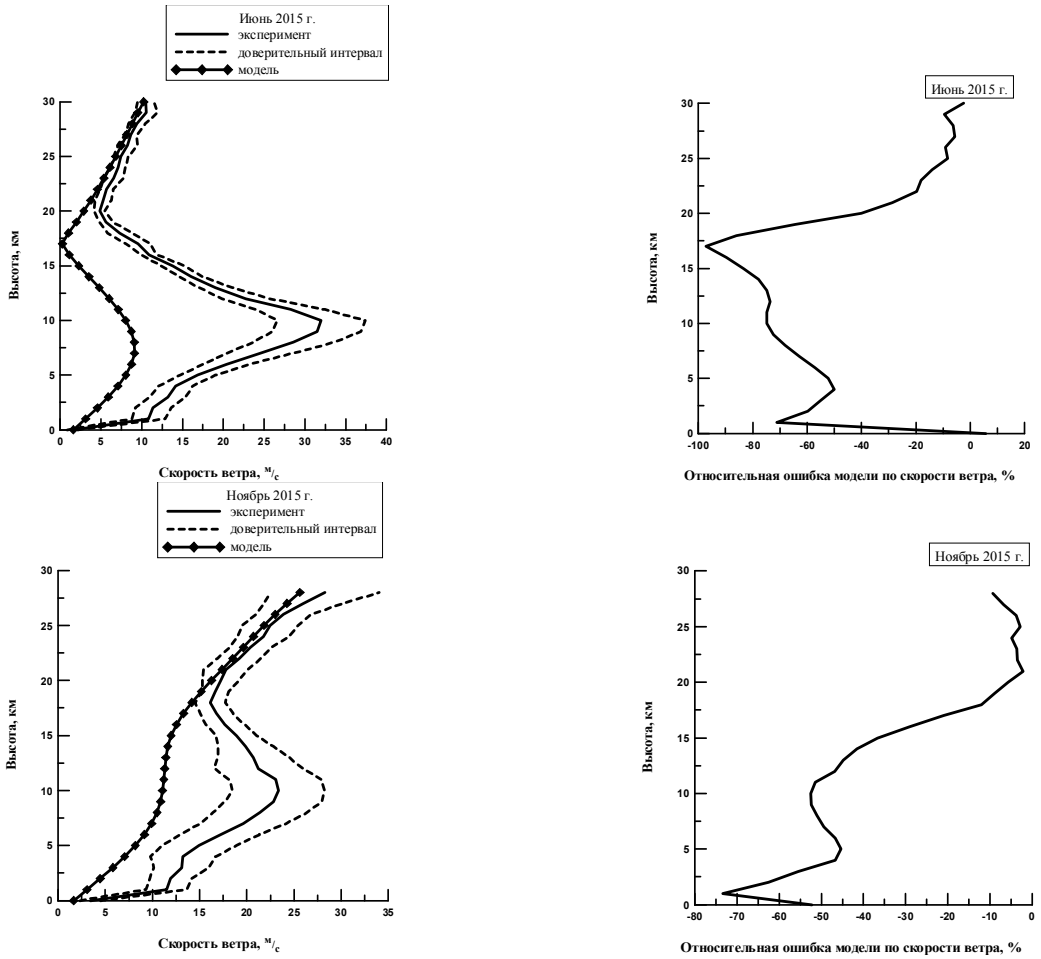


Рис.4. Осреднённые за июнь и ноябрь 2015 года за 00 UT экспериментальные высотные профили направления ветра с 95%-ми доверительными интервалами, модельные профили, и соответствующие изменения с высотой относительной ошибки расчёта направления ветра по модели в процентах.

Относительная ошибка модельной скорости ветра при увеличении с высотой становится меньше в период с ноября по март (Рис.5). В период с мая по октябрь относительная ошибка при увеличении высоты становится больше. Для высоты 2 км наибольшая ошибка расчёта по модели характерна для периода с октября по апрель и для июня и составляет в среднем 60 – 70 %, для высоты 10 км относительная ошибка достигает максимума 75 % в июне.

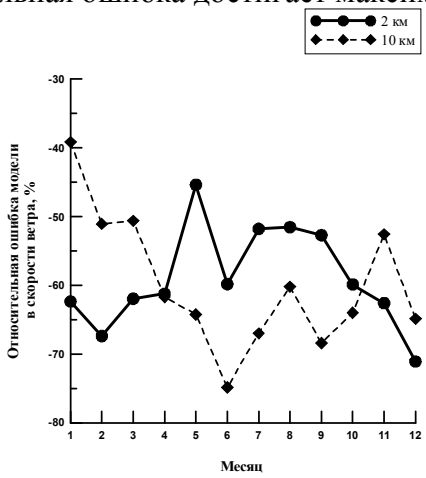


Рис. 5. Зависимость относительной ошибки модельных расчетов скорости ветра от сезона для высот атмосферы 2 и 10 км.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Для направления ветра.

- В зимний период модель соответствует эксперименту для декабря в двух высотных диапазонах, для января и февраля только в одной области высот. Для всего зимнего сезона требуется корректировка модели.
- В весенний сезон модель соответствует эксперименту (в пределах 95% доверительного интервала) для марта и мая примерно в одном высотном диапазоне высот от 2 до 17 км. Для апреля по всей области модель не адекватна эксперименту. За весенний период модель требует корректировки.
- В летний сезон модель соответствует эксперименту для июня в двух диапазонах: от 0 до 16 км и от 20 до 21 км, для июля от 20 до 25 км, а для августа в высотном диапазоне от 27 до 29 км. Для всей тропосферы модель требует серьёзной корректировки для июля и августа.
- В осенний сезон модель соответствует эксперименту для сентября по всему высотному диапазону и для ноября в высотных диапазонах: от 2 до 7 км и от 9 до 13 км. Для октября по всей области модель не соответствует эксперименту. Модель нуждается в корректировке для октября и ноября.

Относительная ошибка при увеличении высоты становится в целом меньше для всех сезонов. Однако в апреле и октябре относительная ошибка при увеличении высоты увеличивается.

2. Для скорости ветра.

- В зимний и весенний сезон модель не соответствует эксперименту для всех месяцев по всей области высот. Для всего зимнего и весеннего сезона требуется серьёзная корректировка модели.
- В летний сезон модель адекватна эксперименту для июня в диапазоне высот от 22 до 30 км. Для июля и августа по всей области модель не соответствует эксперименту. Для всей тропосферы для летнего сезона модель требует серьёзной корректировки.
- В осенний сезон модель адекватна эксперименту для октября и ноября в диапазоне от 20 до 29 км. Для сентября по всей области модель не соответствует эксперименту. Модель нуждается в корректировке для всех месяцев осеннего периода

Относительная ошибка при увеличении высоты становится меньше в период с ноября по март. В период с мая по октябрь относительная ошибка при увеличении высоты становится больше.

Таким образом, модель достаточно плохо соответствует экспериментальным значениям направления и скорости ветра в тропосфере, и не учитывает физических особенностей поведения этих величин на соответствующих высотах. Для высот стратосферы модель достаточно адекватна эксперименту, особенно для летнего (по направлению и скорости ветра) и осеннего сезонов (по скорости ветра).

Список используемых источников

1. *Hedin A.E., Fleming E.L., Manson A.H., Schmidlin F.J., Avery S.K., Clark R.R., Franke S.J., Fraser G.J., Tsuda T., Vial F., and Vincent R.A.* Empirical wind model for the upper, middle and lower atmosphere, J. Atmos. Terr. Phys. 58, 1421-1447, 1996.

2. University of Wyoming College of Engineering // Department of Atmospheric Science [Электронный ресурс]. – режим доступа: http://weather.uwyo.edu

А.Е. Дроздов,
кандидат технических наук;
Н.Н. Жильцов
В.П. Свиридов
АО «ГНИНГИ», г. Санкт-Петербург

АВТОНОМНЫЕ КОМПЛЕКСЫ КОНТАКТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ОКЕАНОГРАФИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Рассмотрено современное состояние и перспективы развития автономных комплексов контактных измерений океанографических параметров как составной части системы оперативной океанологии. Показаны предложения по созданию отечественной подсистемы наблюдений и измерений.

Ключевые слова: гидрофизические параметры, контактные измерения, оперативная океанология, теряемый зонд.

ВВЕДЕНИЕ

В последние десятилетия в ряде передовых и развивающихся стран наблюдается значительная активизация работ, связанных с созданием и совершенствованием систем оперативной океанологии [1].

Основными предпосылками для разработки подобных систем явились современные научно-технические достижения в области развития автономных комплексов контактных измерений гидрометеорологических параметров, средств зондирования океана из космоса и средств космической связи, высоко производительных программно-аппаратных средств обработки, накопления и усвоения информации о среде, а также численных моделей циркуляции океана и методов ассимиляции полученных данных.

На практике системы оперативной океанологии представляют собой системы мониторинга, обеспечивающие целенаправленную систематическую деятельность по выполнению регулярных измерений гидрометеорологических параметров, характеризующих состояние океана и атмосферы, а также последующую обработку полученных данных, позволяющую оценивать текущее и прогнозировать ожидаемое состояние гидрофизических полей океана преимущественно мезомасштабной изменчивости. К таким полям, в первую очередь, относятся поля температуры, течений, скорости звука, солёности и плотности морской воды.

Каждая система оперативной океанологии (СООк) гидрофизических полей технологически включает четыре основных подсистемы: подсистема наблюдений и измерений, подсистема сбора, обработки и прогнозирования среды, подсистема оценки влияния среды на силы и средства, подсистема выработки рекомендаций в решения и доведения информации до потребителя.

В данном докладе остановимся на более подробном рассмотрении подсистемы наблюдений и измерений, объединяющей:

- технические средства контактных измерений, в состав которых входят буи различного назначения (якорные, дрейфующие – поверхностные, профилемеры, и т.п.), а также судовые и авиационные средства вертикального зондирования океана;
- технические средства дистанционных измерений, включающие средства зондирования океана из космоса, обеспечивающие системы диагноза и прогноза спутниковыми альтиметрическими наблюдениями топографии поверхности океана, данными приводного ветра, волнения, температуры воды и цвета моря. Для полярных районов важной характеристикой, наблюдаемой с ИСЗ, является состояние ледового покрова.

СУЩЕСТВУЮЩИЕ ЗАРУБЕЖНЫЕ НАБЛЮДАТЕЛЬНЫЕ КОМПЛЕКСЫ

Разработка, изготовление и последующее функционирование современных глобальных систем оперативной океанологии требует чрезвычайно больших финансовых и материальных затрат, и поэтому осуществляется в рамках международных программ и проектов, таких как ГЕО, ГЕОСС, ГООС, Коперникус и др.

К настоящему времени общее количество измерительных средств, входящих в состав наблюдательной сети, может достигать 5500 – 8000 шт. Ежегодно для поддержания работоспособности системы предполагается установка не менее 700 новых буёв.

В состав сети входят:

- профилирующие буи по проекту «Арго» (более 3500 шт.), производящие вертикальные разрезы в океане;
- поверхностные дрейфующие буи (примерно 1500 шт.);
- якорные буи (не менее 100 шт.);
- ледовые буи (до 100 буёв);
- разовые (теряемые) зонды для выполнения судовых попутных наблюдений.

Профилирующие буи по проекту «Арго» предназначены для изучения глубоководных течений, а также вертикального зондирования для измерения распределения солёности и температуры воды. Работа буя в основном осуществляется по 10-дневному циклу. После передачи данных, что занимает примерно 6-12 часов, буй погружается на глубину 1000 м. За счёт встроенного механизма управления плавучестью буй уравновешивается на этой глубине, где и дрейфует в течение 9 дней. Перед всплытием на поверхность буй погружается на глубину 2000 м, затем начинает всплытие и выполнение измерений. После всплытия буй осуществляет передачу данных, по окончании которой цикл повторяется. Ориентировочная стоимость такого буя составляет 20 тыс.$ США [2].

Следует отметить что в последние годы за рубежом появились модификации автономных дрейфующих зондирующих буёв типа «SLOCUM» (США). С помощью этих буёв исследуются глубинные течения, положения слоя скачка, внутренние волны, распределение скорости звука по глубине, положение звуковых каналов и другие характеристики, которые раньше можно было получить только зондированием с борта судна, и то не в полном объёме, и с неизмеримо бóльшими финансовыми затратами.

Такие буи получают всё более широкое распространение благодаря их высокой эффективности и относительно низкой стоимости (≈8 тыс. $ США). Зондирование по глубине со скоростью ≈1000 м в сутки осуществляется без затрат энергии батарейных источников за счёт использования разности температур глубинных и поверхностных слоев (термическая стратификация воды). В качестве рабочего тела, изменяющего объём и плавучесть буя, используется парафиноподобная смесь, затвердевающая с изменением объёма при температуре +10°С. Технология парафинового движителя является предметом «ноу-хау» производителя.

Наиболее широко известный и применяемый на практике типоряд поверхностных дрейфующих буев разработан в ФБГУН МГИ РАН и ООО «Марлин-юг», г. Севастополь [3].

Поверхностные дрейфующие буи способны обеспечить измерение наиболее значимых гидрометеорологических параметров, в том числе в полярных и приполярных районах.

Информационно-измерительные возможности дрейфующих поверхностных буёв при приемлемой стоимости определили их место в системе наблюдений как одного из массовых средств оперативного мониторинга деятельного слоя океана, динамики ледовых полей и приводной атмосферы.

Для производства попутных судовых измерений наиболее часто используются обрывные (теряемые) гидрологические зонды типа XBT для определения вертикального распределения температуры морской воды по глубине и XCTD для определения вертикального распределения температуры, электрической проводимости и давления. В ходе проведения исследований измеряемые параметры передаются от датчиков свободно падающего зонда через тонкую (0,15 мм) проволоку на бортовое устройство. Для определения вертикального распределения гидрофизических параметров с использованием авиации применяются

теряемые зонды типа AXCTD, AXSV AXCP, позволяющие получать профили температуры, скорости звука и скорости течений соответственно.

ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ НАБЛЮДАТЕЛЬНОЙ ПОДСИСТЕМЫ

Результаты, полученные в ряде работ [4-8], подтверждают необходимость создания отечественной функциональной системы оперативной океанологии (ССОк), предполагающей достижение современного уровня информационного обеспечения управления силами и средствами ВС РФ, повышение эффективности решения задач освещения подводной обстановки путём автоматизации процессов наблюдений, оперативного контроля, моделирования и прогнозирования гидрофизических полей мезомасштабного уровня изменчивости на океанских (морских) театрах военных действий (ТВД).

Очевидно, что для создания отечественной системы ССОк, предназначенной для решения специализированных задач обеспечения ВМФ целесообразно использовать методические подходы и технические решения, позволяющие в значительной степени снизить сопутствующие материальные и финансовые затраты. Учитывая слабость отечественной спутниковой компоненты поставленная цель может быть достигнута, если вместо выполнения регулярных измерений (мониторинга) используемых в глобальных системах оперативной океанологии в данном случае будет реализована методика вскрытия гидрофизических параметров в относительно ограниченных, оперативно важных районах Мирового океана, осуществляемая путём подробной синхронной съёмки гидрофизических полей с использованием значительного количества одноразовых, теряемых зондов с авиационных или корабельных носителей.

Следует подчеркнуть, что использование подобных систем вскрытия гидрофизических параметров предусматривает необходимость применения соответствующих численных моделей обработки получаемой информации. Примером таких моделей являются модели, разработанные сотрудниками ИБРАЭ РАН и ФБГУН МГИ РАН [4-8]. Основные требования к результатам глубоководных измерений, выполняемых с использованием теряемых зондов, для последующей ассимиляции (усвоения) численными моделями морской среды приведены в таб.1.

Таблица 1

Требования к результатам измерений гидрофизических параметров

№ п/п	**Наименование**	**Диапазон измерений**	**Пределы допускаемой погрешности при P=0,95**
1	Температура морской воды, °С	от -2 до 35	± 0,01
2	Соленость, промилле (PSU)	от 10 до 37	± 0,01
3	Глубина, м	от 1 до 1000	± 1
4	Баротропная придонная скорость течения, м/с	от 0 до 1	± 0,02
5	Направление придонного течения, град	от 0 до 360	± 10
6	Горизонтальное разрешение съемки, км	3	-
7	Минимальный размер района съемки, км^2	10000	-

Таким образом в качестве базового измерителя гидрофизических величин, характеризующих процессы мезомасштабной изменчивости необходимо использовать свободно падающие теряемые зонды, предназначенные для измерения температуры, электропроводности, скорости звука в морской воде, гидростатического давления, а также скорости и направления течений.

В ходе выполнения измерений теряемый зонд должен погружаться на заданную глубину с попутным измерением гидрофизических параметров и позиционированием у дна для измерений параметров придонного течения. После выполнения цикла измерений зонд

всплывает на поверхность и передает измеренные параметры на носитель (самолет, корабль, спутник).

Требования к метрологическим характеристикам указанной аппаратуры определяются с учетом современного уровня развития технических средств измерения параметров мезоструктуры в океане, равновесного взноса погрешностей, непосредственно измеряемых гидрофизических элементов, в расчет параметров, измеряемых косвенно, а также требований численных моделей, используемых в подсистеме обработки и прогнозирования среды табл. 2 [9].

В ходе создания подобной аппаратуры целесообразно максимально использовать существующие технические решения по массогабаритным характеристикам, размещением на подвесных устройствах, каналам связи, применяемые при серийном выпуске оборудования для ВМФ.

Таблица 2.

Метрологические характеристики измерительных комплексов

№ п/п	Наименование измеряемой характеристики и единица измерений	Диапазон измерений	Пределы допускаемой погрешности при P=0,95
1	Температура морской воды, °С	от -2,5 до 35	±0,01
2	Электропроводность, отн. ед.	от 0 до 1,6	±0,0015
3	Скорость звука в воде, м/с	от 1402 до 1560	±0,5
4	Гидростатическое давление, МПа	от 0 до 20	±0,01
5	Скорость течения V, м/с	от 0,02 до 1,5	±(0,02+0,5V)
6	Направление течения, град	от 0 до 360	±5

В частности, теряемые зонды с авиационной и корабельной постановкой могут быть изготовлены в массогабаритных характеристиках, аналогичных радиогидроакустическим буям, широко применяемым в ВМФ.

Указанными зондами, размещенными в соответствующих кассетах, могут комплектоваться корабли и суда ВМФ, а также дрейфующие, якорные и ледовые буи. Таким образом обеспечивается создание унифицированного средства для получения данных о мезомасштабной изменчивости гидрофизических полей Мирового океана.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В последние десятилетия в ряде передовых и развивающихся стран наблюдается значительная активизация работ, связанных с созданием и совершенствованием систем оперативной океанологии.
2. Разработка, изготовление и поддержание работоспособности современных глобальных систем оперативной океанологии требует чрезвычайно больших финансовых и материальных затрат, и поэтому осуществляется в рамках международных программ и проектов.
3. Для создания отечественной системы оперативной океанологии, предназначенной для решения специализированных задач обеспечения ВМФ целесообразно использовать методику вскрытия океанологической обстановки в относительно ограниченных, оперативно важных районах Мирового океана, осуществляемого путём подробной синхронной съёмки гидрофизических полей с использованием значительного количества одноразовых, теряемых зондов авиационного или корабельного базирования.
4. В качестве базовых измерителей гидрофизических величин, характеризующих процессы мезомасштабной изменчивости целесообразно использовать свободно падающие теряемые зонды, обеспечивающие измерения температуры, электропроводности, скорости звука в морской воде, гидростатического давления, а также скорости и направления течений.
5. Требования к метрологическим характеристикам указанной аппаратуры определяются с учетом современного уровня развития технических средств определения параметров

мезоструктуры в океане, равновесного взноса погрешностей, непосредственно измеряемых гидрофизических элементов, в расчет параметров, измеряемых косвенно, а также требований численных моделей, используемых в подсистеме обработки и прогнозирования среды.

Список использованных источников

1. Зеньков А.Ф., Мастрюков С.И. Состояние и тенденции развития систем оперативной океанологии в ВМС зарубежных стран // Навигация и гидрография. – 2016. - №45. – С. 69-76.
2. Электронный ресурс сайт Морские исследования России http://ocean.extech.ru/ioc/programs/argo.php
3. Электронный ресурс ООО «Марлин-Юг» Каталог продукции https://marlin-yug.com/assets/files/pdf_ru/marlin-yug_product_catalog_ru.pdf
4. Саркисян А.С., Сеидов Д.Г., Семенов Е.В., Численная модель океанских течений синоптического масштаба. - Океанология, Физика моря, т.XVIII, вып.1, 1978, С.5-10.
5. Тимченко И.Е. Динамико-стохастические модели состояния океана: Наукова Думка, 1981.- 192 с.
6. Семенов Е.В. Состояние и развитие гидродинамических моделей океана // Сборник научных трудов «Фундаментальная и прикладная гидрофизика». – 2008 – С. 48-62.
7. Семенов Е.В. Состояние и развитие гидродинамических моделей в интересах ВМФ // ОИ РАН, М., 2008, 32с.
8. Коротаев Г.К. Еремеев Введение в оперативную океанографию Черного моря. Севастополь: НПЦ «ЭКОСИ-Гидрофизика», 2006. 282с.
9. Шевцов А.Т., Дроздов А.Е. Кушнир В.М., Смирнов Г.В. Оперативное определение параметров мезоструктуры в океане // МГИ АН УССР, 1988 -50с.

А.Е. Дроздов
кандидат технических наук;
Н.Н. Жильцов
АО «ГНИНГИ», г. Санкт-Петербург

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ И ПЕРСПЕКТИВЫ РАЗВИТИЯ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ В ЦЕЛЯХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ВОЕННО-МОРСКОГО ФЛОТА

Рассмотрено современное состояние оперативной океанологии в России и за рубежом. Представлена классификация океанографических процессов. Определен облик системы оперативной океанологии, позволяющей провести автоматизацию учёта влияния среды при информационной поддержке принятия решений разного уровня. Показана роль системы оперативной океанологии в гидрометеорологическом обеспечении ВМФ. Показаны перспективы создания отечественной системы оперативной океанологии.

Ключевые слова: оперативная океанология, масштаб океанологических процессов, наблюдательная подсистема, математическая модель, оценка влияния среды, Мировой океан.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время океанология-это комплексная наука о природных процессах в Мировом океане и изучает его одновременно как часть гидросферы и как целостный природный объект планетарного масштаба, в котором протекают одновременно и в сложной взаимозависимости геологические, физические, химические и биологические процессы [1].

Классическая океанография продолжалась вплоть до конца 20-го века. Её характерные признаки заключаются в выполнении специализированных измерений с борта исследовательского судна в период экспедиций, в которых могло участвовать одновременно несколько судов в одном районе, или даже несколько групп судов одновременно в разных районах Мирового океана. Однако результаты этих исследований получались после камеральной обработки исследований на берегу, которые занимали вначале годы, а с появлением вычислительной техники и ее развитием, это время сокращалось вначале до года, потом до нескольких месяцев.

СОВРЕМЕННОЕ СОСТОЯНИЕ РАЗВИТИЯ СИСТЕМЫ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Побудителем к развитию океанографии явилось понятие того, что изменчивость океанологических полей - установленный экспериментально факт, осуществляющийся под воздействием вращения Земли, круговорота воды в природе, астрономических воздействий и еще большого множества факторов.

Оперативная метеорология уже нам привычна, метеорологические наблюдения со всего Земного шара поступают в прогностические центы в течении 15-20 минут с момента наблюдений каждые 3 часа, что позволяет выявлять и прогнозировать атмосферные процессы.

По результатам советских, а позже и советско-американских экспериментов оказалось, что Мировой океан также не однороден и имеет свою «погоду», свои циклоны и антициклоны разных размеров, времени существования, а также множество других разнообразных процессов.

Однако созданные на той технологической базе в начале 80-х годов прошлого века средства наблюдения были очень громоздки, дорогостоящи и не позволяли получать информацию в достаточном количестве, а математические модели и средства вычисления не позволяли усвоить, обработать поступающую информацию и спрогнозировать гидрофизические процессы в океане.

И только на рубеже 20-21 веков, с развитием спутниковой навигации, появлением спутниковых каналов связи, миниатюризацией вычислительной техники и датчиков, снижение их энергопотребления появились предпосылки к появлению океанологии,

основанной не на климатических данных прошлых экспедиций, а на реальных измерениях параметров океана в режиме, близком к реальному.

В океанологии появилось новое направление -оперативная океанология (ООк), т.е деятельность по производству систематических измерений состояния морей, океанов и атмосферы, а также по их обработке, усвоению, по оперативной оценке текущего, и прогнозированию ожидаемого состояния океана, распространению результатов обработки на постоянной регулярной основе с требуемой степенью подробности потребителю [2].

В настоящее время установлено, что основной энергетический вклад в изменчивость морской среды вносят так называемые синоптические вихри [3]. Их аналогом в атмосфере являются хорошо известные атмосферные циклоны и антициклоны, которые определяют погоду в конкретный срок.

КЛАССИФИКАЦИЯ ОКЕАНОЛЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

В океане различают неоднородности горизонтального и вертикального развития, которые порождаются обширной иерархией разномасштабных по пространству и времени процессов. Пространственный спектр масштабов рассматриваемых явлений - от молекулярных и до размеров собственно океана. При этом спектр масштабов и пространственный, и временной не является непрерывным, а собирается в некоторые группы, удаленные на спектре друг от друга. Эта особенность и позволяет ввести классификацию основных процессов. Объединенные по близости пространственно-временного масштаба и, зачастую, имея различные физические причины их порождающие, процессы могут быть условно разбиты на четыре интервала: крупномасштабный, мезомасштабный, тонкоструктурный и мелкомасштабный [3].

Мелкомасштабные процессы включают структурные неоднородности с размерами от долей миллиметра до 1-2 м. Этот интервал связан с такими процессами, как мелкомасштабная турбулентность, микроконвекция, молекулярные процессы, а также с самой короткопериодной частью спектра внутренних волн. В этом интервале вертикальные и горизонтальные движения жидкости равноправны. Временные масштабы микроструктуры, от долей секунды до одного часа.

Интервал тонкой структуры полей включает неоднородности с вертикальными размерами от 10 см до нескольких десятков метров. Горизонтальная протяженность таких неоднородностей на два – три порядка больше их вертикальных размеров.

Вертикальные размеры мезомасштабных явлений меняются от нескольких метров до нескольких сот метров, а их горизонтальные масштабы от километра до нескольких сот километров. Нетрудно заметить, что пространственные масштабы тонкоструктурных и мезомасштабных неоднородностей физических полей частично перекрываются, что создает определенные трудности в распознавании того или иного образа явлений. Однако, в отличии от тонкой структуры, мезомасштабные явления представлены более устойчивыми структурами.

Крупномасштабные структуры включают крупномасштабные квазистационарные течения и противотечения, меандры и ринги, образованные такими течениями, синоптические вихри, волны Россби и др. Основными структурообразующими факторами в этом интервале движений являются вращение Земли и ее сферичность. Пространственные масштабы таких явлений составляют по вертикали от 100 м до всей толщи океана, а по горизонтали от сотен километров до размеров самого океана. Такие структуры довольно устойчивы, и их времена жизни составляют от нескольких лет и более».

Исходя с этой классификации, океанология до 21 века занималась изучением крупномасштабных структур движений вод, устойчивых во времени, актуальность которой не терялась после длительных периодов наблюдений и обработки.

Оперативная океанология позволяет учитывать и предсказывать не только крупномасштабные, но и мезомасштабные и тонкоструктурные поля, учет которых в настоящее время требуют интересы флота.

Но выявление, а тем более прогнозирование этих процессов требует создания новых технологий наблюдений за ними, создания соответствующих математических моделей для их прогнозирования и алгоритмов усвоения этой информации гидроакустическими и оружейными комплексами. Необходим технологический переход на более высокий уровень развития ГМО ВМФ.

Система оперативной океанологии (СООк), как элемент оперативной системы ГМО, должна функционировать на постоянной основе, в оперативном режиме с глобальным, региональным и локальным охватом, обеспечивать степень разрешения, заблаговременность и другие характеристики информационной продукции, не уступающие аналогичным системам противника.

К слову у наших западных партнеров такая система уже есть.

У вероятного противника существует развитая система оперативной океанологии, включая разветвлённую наблюдательную сеть, в которую входят все корабли, самолеты, спутниковые группировки, а также более 4000 буев различного типа по всему Мировому океану. Эту наблюдательную сеть поддерживают национальные системы оперативной океанологии стран НАТО. Финансирование программы по развитию ГМО ВМС США осуществляется регулярно.

Начав строить систему оперативной океанологии одновременно с нами в конце 70-х годов прошлого века, они к 2002 году имели модели атмосферы, океана, льда, волнения на глобальном, региональном и локальном уровне. К 2014 году им удалось объединить модели атмосферы, гидросферы, льда и волнения только на региональном уровне, а к 2020 году планируют получить объединенную модель атмосферы, океана, льда, волнения, литосферы, ближнего космоса на всех трех уровнях с образованием Геоцентрического театра военных действий — это область пространства от Земли (дна) до расстояний в космическом пространстве, достижимых для космических объектов, движущихся по геоцентрическим орбитам [2]. Произошёл переход на автоматизированный учёт влияния среды при информационной поддержке принятия решений разного уровня путём включения результатов прогнозирования и климатических баз данных в АСУ разного уровня и назначения.

Каждая система оперативной океанографии (СООк) гидрофизических полей, реализующая задачу оперативной океанологии технологически включает четыре основных подсистемы: подсистема наблюдений и измерений, подсистема сбора, обработки и прогнозирования среды, подсистема оценки влияния среды на силы и средства, подсистема выработки рекомендаций в решения и доведения информации до потребителя.

Во всех четырех подсистемах существует ряд проблем, не решив одну из которых невозможно решить задачу построения оперативной океанологии.

Одной из основных проблем развития оперативных систем мониторинга морской среды является создание дорогостоящих наблюдательных систем, которые в широком смысле включают в себя стационарные наблюдательные системы: заякоренные буйковые станции, донные станции, береговые системы, спутниковые наблюдения, наблюдения на подвижных морских объектах (судовые наблюдения, данные дрейфующих и ныряющих поплавков, роботизированных комплексов и т.д.).

В основе любой СООк лежит требование выполнения математического расчета с заданной точностью параметров морской среды (полей течений, температуры, солености, плотности и давления) в реальном времени и с необходимым пространственно-временным разрешением. В настоящее время в ВМФ РФ полноценная собственная система прогнозирования состояния морской среды отсутствует. В основном используется информация, генерируемая оперативно-прогностическими органами и системами Росгидромета. При этом среди гражданских потребителей Росгидромета нет таких, кто был бы заинтересован в гидрофизической информации высокого разрешения, в той же степени, что и ВМФ. Создание специализированной подсистемы численного математического моделирования

гидрофизических процессов синоптического и мезомасштабного диапазонов изменчивости в интересах ВМФ - первостепенная задача по созданию системы оперативной океанологии.

Эта модель в итоге и вычисляет динамически согласованные, удовлетворяющие основным законам сохранения гидрофизические поля в перспективе на несколько суток вперед (до месяца). Получение таких прогнозов высокого пространственного разрешения позволит учитывать влияние гидролого-акустических параметров на скрытность подводных лодок, повысит дальность обнаружения гидроакустических комплексов и позволит повысить эффективность решения целого ряда прикладных задач.

В реализации подсистем оценки влияния среды и выработки рекомендаций в решение назрела острая необходимость перехода на автоматизированный учёт влияния среды при информационной поддержке принятия решений разного уровня путём включения результатов прогнозирования и климатических баз данных в АСУ разного уровня и назначения;

ПЕРСПЕКТИВЫ СОЗДАНИЯ ОТЕЧЕСТВЕННОЙ СИСТЕМЫ ОПЕРАТИВНОЙ ОКЕАНОЛОГИИ

Решение если не всех, то по крайней мере существенной части этих проблем способна решить опытная конструкторская работа (ОКР) «Создание Системы непрерывного наблюдения, оперативного контроля и прогнозирования гидрофизических параметров на океанских (морских) театрах военных действий», шифр «Среда», инициатором которой выступили представители Института проблем безопасного развития атомной энергетики (ИБРАЭ) РАН и АО «НПП АМЭ». АО «ГНИНГИ» поддержал эту инициативу и надеется принять участие в предстоящем ОКР.

Идея создания отечественной системы оперативной океанологии поддержана на заседания межведомственной рабочей группы по координации мероприятий по созданию системы освещения обстановки в Арктике, под руководством Заместителя Министра обороны Юрия Ивановича Борисова.

Элементы наблюдательной подсистемы планируется разработать в рамках ОКР «Создание комплексной информационно-измерительной системы оперативной океанологии ВМФ», шифр «Наблюдатель», в котором АО «ГНИНГИ» также надеется принять участие.

В рамках вышеперечисленных ОКР специалисты АО «ГНИНГИ» готовы разработать отдельные виды корабельных технических средств вскрытия гидрофизической обстановки, а также ледовых буев для вскрытия гидрометеорологической обстановки на акваториях, покрытых льдом. АО «ГНИНГИ», готов подготовить сеточные массивы фоновых (климатических) полей температуры и солёности морской воды, используемых в подсистемах усвоения СООк, а также при необходимости – обобщить сведения климатического характера (сток рек, среднее положение кромка и сплоченности льда и т.п.).

Вычисления дальности действий гидроакустических средств с учетом детального изучения рельефа дна дает нам совсем иное представление о реальном обзоре подводной лодки. А фактическое знание глубины залегания слоя скачка в зависимости от того, в каком вихре вы находитесь- циклональном или антициклональном, значительно влияет на выбор оптимальной глубины погружения. Также требуют учета параметры внутренних волн, информация о которых у нас сейчас явно недостаточно.

Наличие данных об изменчивости среды по трассе распространения акустической энергии позволит более точно оценить акустическое поле в трехмерном пространстве и принять более обоснованное решение по управлению системой освещения обстановки, а также на применение сил и средств носителя. Данные СООк позволяют в процессе поиска оптимизировать движение носителя, обеспечивая увеличение его поисковой производительности.

На начальном этапе создания национальной Системы оперативной океанологии не предполагается создание спутниковых технологий для океанографического мониторинга. В то же время надеемся, что создание прототипа или первой версии Системы оперативной океанологии послужит стимулом для их развития.

За счет согласованной с параметрами морской среды обработки гидроакустического сигнала увеличивается не только дальность действия ГАС, но и появляется возможность получать помимо пеленга на обнаруженную цель еще оценить дистанцию до цели и её глубину.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. В ВМС США произошел переход на автоматизированный учёт влияния среды при информационной поддержке принятия решений разного уровня путём включения результатов прогнозирования и климатических баз данных в АСУ разного уровня и назначения;
2. Система оперативной океанологии позволяет провести автоматизацию учёта влияния среды при информационной поддержке принятия решений при выполнении всех взаимосвязанных мероприятия по созданию её четырех подсистем.
3. Система оперативной океанологии, как элемент оперативной системы ГМО, должна функционировать на постоянной основе, в оперативном режиме с глобальным, региональным и локальным охватом, обеспечивать степень разрешения, заблаговременность и другие характеристики информационной продукции, не уступающие аналогичным системам противника.
4. АО «ГНИНГИ» принимает активное участие в НИОКР по созданию отечественной системы оперативной океанологии (СООк), разработке предложений по созданию подсистемы наблюдений, внедрению результатов СООк в ВМФ, разработке сеточных массивов гидрофизических и метеорологических показателей.
5. На начальном этапе создания отечественной Системы оперативной океанологии не предполагается создание спутниковых технологий для океанографического мониторинга. В то же время надеемся, что создание прототипа или первой версии Системы оперативной океанологии послужит стимулом для их развития.

Список используемых источников

1. Словари и энциклопедии на Академике. Электронный ресурс https://dic.academic.ru/dic.nsf/enc_geo/6801/океанология.
2. Зеньков А.Ф., Мастрюков С.И. Состояние и тенденции развития систем оперативной океанологии в ВМС зарубежных стран // Навигация и гидрография. – 2016. - №45. – С. 69-76.
3. Семенов Е.В. Состояние и развитие гидродинамических моделей океана // Сборник научных трудов «Фундаментальная и прикладная гидрофизика». – 2008 – С. 48-62.

В.В. Дудоров;
А.С. Еремина;
Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

ОБОСНОВАНИЕ СВЯЗИ МЕЖДУ ХАРАКТЕРОМ ИСКАЖЕНИЙ В ОПТИЧЕСКИХ ИЗОБРАЖЕНИЯХ ОБЪЕКТА С МЕСТОПОЛОЖЕНИЕМ АТМОСФЕРНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ

Методом численного моделирования обоснована возможность определения поперечной составляющей скорости ветра на основе анализа динамики искажений в видеоряде изображений. Продемонстрировано, что характер искажений в оптических изображениях объекта существенным образом зависит от местоположения атмосферных неоднородностей. При этом установленная зависимость сохраняется в широком диапазоне атмосферных условий и позволяет разрабатывать методы диагностики характеристик атмосферы пассивными оптическими методами.

Ключевые слова: скорость ветра, атмосферная турбулентность, оптические изображения, анизопланатизм искажений.

ВВЕДЕНИЕ

Проблемы формирования и анализа оптических изображений исследуются во многих прикладных задачах, связанных с вопросами безопасности и ВПК, дистанционной диагностики объектов и сред, микроскопии и астрономии. При этом во многих задачах формирующее изображение оптическое излучение распространяется через неоднородные среды, как, например, турбулентная атмосфера. На приземных атмосферных трассах данные изображения характеризуются анизопланатизмом (неоднородностью) искажений, вызванным неоднородностями воздуха между наблюдаемым объектом и приемной аппаратурой. Соответственно при ветровом сносе атмосферных неоднородностей наблюдается изменение искажений в регистрируемых изображениях [1,2].

В данной работе показана возможность дистанционного определения скорости смещения турбулентных неоднородностей атмосферы на трассе наблюдения на основе установления взаимосвязи в искажениях изображений наблюдаемых объектов и турбулентных неоднородностей атмосферы на трассе наблюдения. Исследование выполнено на основе численного моделирования.

КАРТА КАЧЕСТВА ИЗОБРАЖЕНИЯ

Использование методов численного моделирования позволяет варьировать параметры задачи в широком диапазоне, а также управлять характеристиками среды распространения. Такой подход позволяет разделить анализируемый участок атмосферы на несколько областей и определить влияние каждого слоя на характер искажений в получаемом изображении. В нашем случае для моделирования турбулентной атмосферы использовался метод фазовых экранов с учетом их временной трансформации [3].

С целью устранения влияния структуры наблюдаемого объекта на анализ анизопланарных искажений оптических изображений был выбран тестовый объект с шероховатой поверхностью и периодическим изменением коэффициента отражения:

$$T\left(\mathbf{R}\right) = \exp\left\{-\left[1+\sin\left(x/b\right)\right]^{10}\right\}, \qquad (1)$$

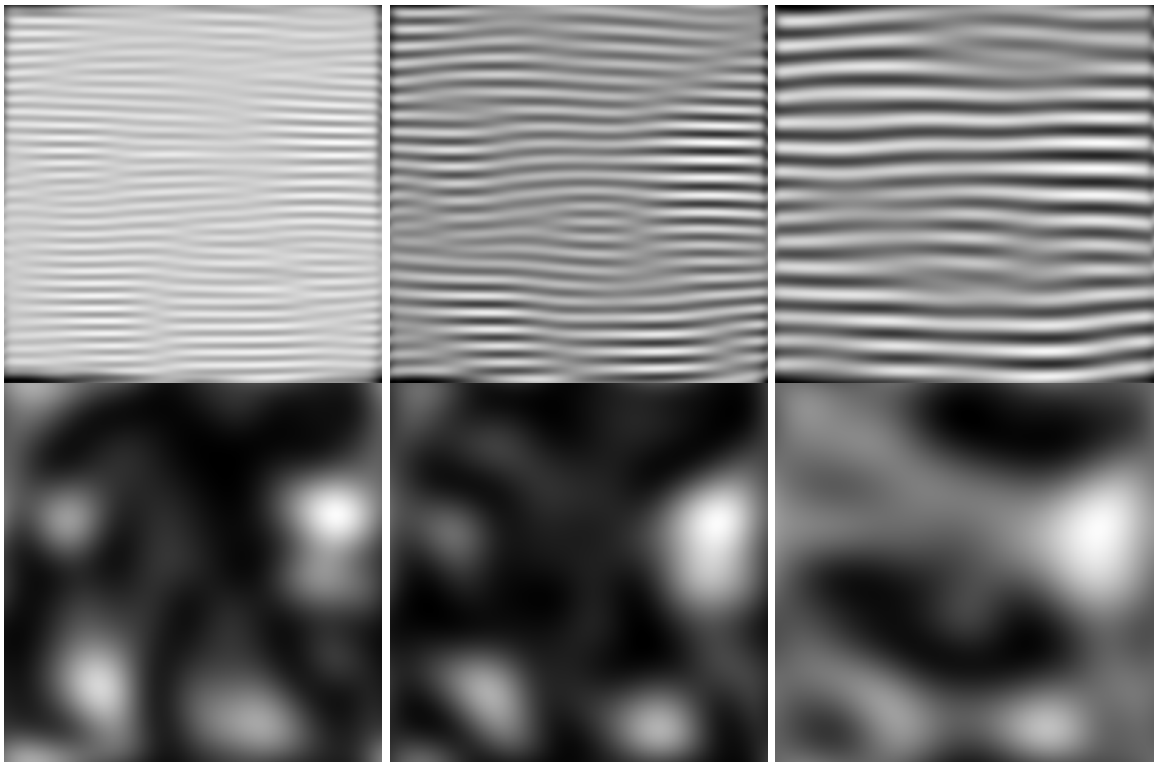
где b определяет ширину периодических полос наблюдаемого объекта.

Отфильтровав информацию о структуре наблюдаемого объекта, можно извлечь информацию только об атмосферных искажениях, присутствующих на трассе наблюдения. Мы предлагаем использовать так называемую карту качества изображения, характеризующую степень размытия изображения [4-6]:

$$Q(\mathbf{r},a_k,t) = \left|\nabla_{\mathbf{r}} I(\mathbf{r},t)\right|^2 \otimes K(\mathbf{r},a_k), \qquad (2)$$

где $\nabla_{\mathbf{r}} = \vec{i}\frac{\partial}{\partial x} + \vec{j}\frac{\partial}{\partial y}$ - вектор-градиент, $\left|\nabla_{\mathbf{r}} I(\mathbf{r},t)\right|^2$ - функционал резкости изображения, a_k - коэффициент сглаживания, **r** = {x, y} – радиус-вектор в плоскости, перпендикулярной оси распространения, $K(\mathbf{r}, a_k)$ - сглаживающая функция, которая в нашем случае задается следующим образом:

$$K(\mathbf{r}, a_k) = \frac{1}{\pi a_k^2}\exp\left(-r^2 / a_k^2\right) \quad (3)$$



(а) (б) (в)

Рис. 1. Изображения тестового объекта (1), а также соответствующие им карты качества при различном значении параметра $b=0.2a_t$ (а), $0.3a_t$ (б), $0.4a_t$ (в). Дистанция наблюдения $z_{obj}=0.1ka_t^2$, $b=0.2a_t$, $2a_t/r_0=2,2$. Единственный турбулентный экран, моделирующий слой турбулентной атмосферы толщиной $0.2\ z_{obj}$, расположен на дистанции $z_{ts}=0.2\ z_{obj}$.

СВЯЗЬ КАРТЫ КАЧЕСТВА И ТУРБУЛЕНТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ АТМОСФЕРЫ

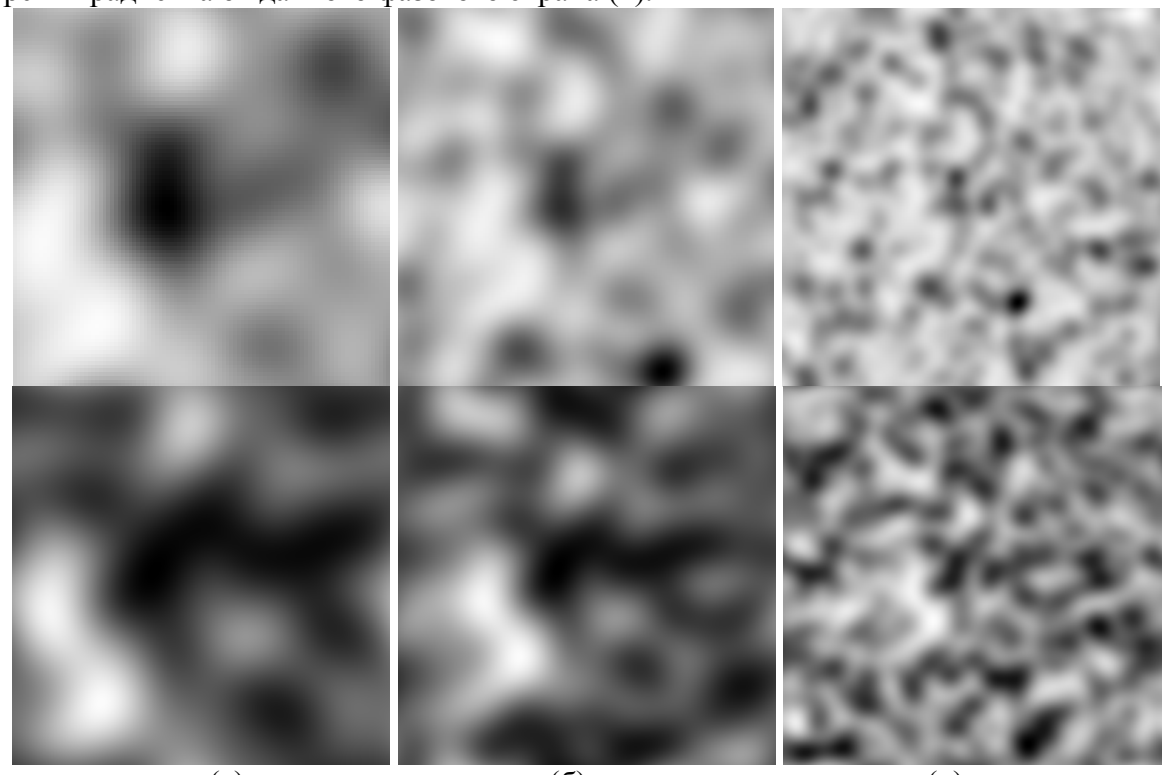
Известно, что основное влияние на формирование изображений в турбулентной атмосфере вносят неоднородности в распределении фазы поля в плоскости фокусирующей линзы. Из этого можно предположить, что фазовые искажения излучения на трассе наблюдения также будут определяющими при формировании искажений в оптических изображениях даже в условиях анизопланатизма турбулентности.

Численный анализ задачи формирования изображений для различного местоположения тонкого слоя турбулентных неоднородностей (единственного фазового экрана) показал, что функция от фазового экрана следующего вида:

$$D(\mathbf{r}) = \int_{\Omega} |\nabla P(\mathbf{r}') - \overline{\nabla P(\mathbf{r}')}_{\Omega}|^2 \, d^2\mathbf{r}' \quad (4)$$

хорошо согласуются с картой качества изображения, сформированного при распространении излучения через данный фазовый экран.

Функция (4) отображает дисперсию градиента фазы в пределах области Ω, являющейся пересечением конуса, где основанием является приемная апертура, а вершиной соответствующая точка на объекте, с плоскостью расположения фазового экрана. При перемещении вершины данного конуса по всей поверхности объекта мы получаем двумерное распределение, угловой размер которого совпадает с угловым размером изображения (карты качества). На рисунке 2 представлено сравнение распределений карты качества изображения, сформированного при распространении излучения через единственный фазовый экран, и дисперсии градиента от данного фазового экрана (4).



(а) (б) (в)

Рис. 2. Сравнение карты качества изображения (вверху), сформированного при распространении излучения через единственный фазовый экран в плоскости z_{ts}, и дисперсии градиента от данного фазового экрана (4) (внизу). $D/r_0=4$, $z_{obj} = 0.05ka^2$, $z_{ts} / z_{obj} = 0.2$ (а), 0.3 (б), 0.5 (в).

Видно, что данные распределения хорошо согласуются. При этом чем ближе к наблюдателю расположен фазовый экран, тем более крупномасштабные искажения он вызывает. Чем дальше от наблюдателя располагаются турбулентные неоднородности, тем меньше характерный масштаб искажений. Это можно объяснить тем, что при приближении к наблюдателю площадь области Ω, по которой выполняется расчет дисперсии градиента фазы, увеличивается. А для двух точек на объекте, разнесенных на некоторое фиксированное расстояние, частичное перекрытие области Ω для близлежащих плоскостей значительно больше, чем в случае удаленных от наблюдателя плоскостей расположения фазовых экранов. Другими словами, данный эффект можно объяснить тем, что при одинаковом угловом смещении направления наблюдения линейный сдвиг в различных плоскостях расположения турбулентных неоднородностей (фазового экрана) различен. Соответственно, чем дальше турбулентные неоднородности располагаются от наблюдателя, тем быстрее теряется корреляции фазовых искажений поля, рассеянного объектом, и, следовательно, на меньших масштабах данная корреляция сохраняется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, определена связь местоположения турбулентных неоднородностей воздуха и характерного масштаба вносимых ими искажений. Очевидно, что при наличии ветра турбулентные неоднородности будут смещаться вместе с переносимыми ветром воздушными массами, вызывая смещение искажений в изображении наблюдаемого объекта. Соответственно, анализируя динамику смещения искажений возможно определять поперечную составляющую скорости ветра на трассе наблюдения.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-32-00462.

Список используемых источников

1. *Holmes R.B.* Passive optical wind profilometer: pat. 5.469.250 USO05469250A USA. 1995.

2. *Belenkii M.* Passive crosswind profiler: pat. 2010/0128136 A1 USA.USA, 2010.

3. *Дудоров В.В., Колосов В.В., Филимонов Г.А.* Алгоритм формирования бесконечных турбулентных экранов для задачи моделирования долговременных лазерных экспериментов в атмосфере // Известия ТПУ, 2006, т.309, №8 с.85-89.

4. *Dudorov, V.V. and Eremina, A.S.*, "Determination of atmospheric turbulent inhomogeneity wind drift from sequence of incoherent images," Proceedings of SPIE 9292, 92921F (2014).

5. *Дудоров В.В., Еремина А.С.* Определение поперечной составляющей скорости ветра на основе анализа видеоряда изображений удаленных объектов. Часть 1. Смещение тонкого слоя турбулентных неоднородностей // Оптика атмосферы и океана. 2017. Vol. 30, № 4. P. 274–280.

6. *Vadim V. Dudorov, Anna S. Eremina.* Filtration of optical image distortions for retrieving the drift velocity of atmospheric turbulence inhomogeneities. Proc. SPIE 9680, 96802E (November 19, 2015).

В.В. Дудоров;
А.С. Еремина;
Институт оптики атмосферы СО РАН, г.Томск

ОПРЕДЕЛЕНИЕ ПОПЕРЕЧНОЙ СКОРОСТИ ВЕТРА ПАССИВНЫМ ОПТИЧЕСКИМ МЕТОДОМ

В работе представлен разрабатываемый нами пассивный оптический метод определения поперечной составляющей скорости ветра на трассе наблюдения за удаленным объектом. Метод основан на фильтрации турбулентных искажений в регистрируемых изображениях наблюдаемого объекта. Показано сравнение результатов работы данного метода с контактными измерениями акустическими анемометрами на реальной атмосферной трассе.

Ключевые слова: скорость ветра, атмосферная турбулентность, оптические изображения, анизопланатизм искажений.

Разработкой оптических методов дистанционного измерения скорости ветра занимается множество научных коллективов [1-3]. Очевидным преимуществом пассивных методов является отсутствие собственных источников излучения. Это позволяете не только упростить и удешевить устройство измерения, но и расширить область применения бесконтактных измерителей ветра для ситуаций, когда невозможно разместить передатчик/приемник излучения на одном из концов анализируемого участка атмосферы, как, например, в задачах корректировки линии прицеливания.

Мы предлагаем подход на основе анализа динамики анизопланарных (неоднородных) турбулентных искажений в изображениях объектов, сформированных камерами с широким полем зрения [4-6]. В данном случае смещение искажений в изображении объекта, характеризующее скорость смещения турбулентных неоднородностей, может быть определено на основе анализа двух соседних кадров видеоряда изображений. Преимуществами данного подхода является высокое быстродействие в связи с отсутствием необходимости накапливать ряды наблюдений для построения временных корреляционных функций и возможность определения мгновенной скорости ветра.

При этом можно разделить влияние разных слоев турбулентных неоднородностей в изображении наблюдаемого объекта, выполнив фильтрацию по характеру вносимых ими искажений (крупномасштабные и мелкомасштабные). Анализ турбулентных искажений в изображении объекта выполняется на основе карты качества изображения следующего вида:

$$Q(\mathbf{r}, a_k, t) = \left|\nabla_{\mathbf{r}} I(\mathbf{r}, t)\right|^2 \otimes K(\mathbf{r}, a_k)$$

где $\nabla_{\mathbf{r}} = \vec{i}\frac{\partial}{\partial x} + \vec{j}\frac{\partial}{\partial y}$ - вектор градиент, $\left|\nabla_{\mathbf{r}} I(\mathbf{r}, t)\right|^2$ - функционал резкости изображения, $K(\mathbf{r}, a_k) = \exp\left(-r^2 / a_k^2\right)$ - сглаживающая функция, **r** = {x, y} – радиус-вектор в плоскости, перпендикулярной оси распространения, a_k - коэффициент сглаживания.

Алгоритм определения профиля скорости ветра на трассе наблюдения объекта имеет следующий вид:

- определяется число слоев турбулентных неоднородностей N_z, для которых будет определяться скорость ветрового сноса;

- вычисляются параметры сглаживания $a_{filtr}^{(j)} = A \cdot \exp\left(-B \cdot \frac{z_{ts(j)}}{z_{obj}}\right)$ для каждого j-го слоя неоднородностей с центром в плоскости $z_{ts(j)}$;

- вычисляется карта качества изображения $Q(\mathbf{r}, a_{\min}, t) = \left|\nabla_{\mathbf{r}} I(\mathbf{r}, t)\right|^2 \otimes K(\mathbf{r}, a_{\min})$, позволяющая отфильтровать только структуру наблюдаемого объекта, оставив при этом информацию об искажениях;

- вычисляются функции $Q_{\Omega_i}(\mathbf{r}, a_{filtr}^{(1)}, t) = \nabla_{\mathbf{r}}^2 I(\mathbf{r}, t) \otimes K(\mathbf{r}, a_{filtr}^{(1)})$, позволяющие отфильтровать мелкомасштабные искажения, вносимые турбулентными неоднородностями, расположенными дальше первого слоя;

- рассчитывается скорость смещения первого слоя $\mathbf{V}_1$ на основе выражений $\mathbf{V}(t) = \frac{\Delta \mathbf{r}(t)}{\Delta t} \cdot \frac{z_{ts}}{z_{obj}}$ (z_{ts} - расстояние от наблюдателя до слоя неоднородностей) и $\Delta \mathbf{r} = \arg\max R_Q(\mathbf{r}, a_k, t)$;

- вычисляются разности $\Delta Q_{\Omega_i}^{(1)}(\mathbf{r}, t) = Q(\mathbf{r}, a_{\min}, t) - Q_{\Omega_i}(\mathbf{r}, a_{filtr}^{(1)}, t)$, позволяющие отфильтровать искажения вносимые 1-м слоем турбулентных неоднородностей;

- вычисляются функции $Q_{\Omega_i}(\mathbf{r}, a_{filtr}^{(2)}, t) = \Delta Q_{\Omega_i}^{(1)}(\mathbf{r}, t) \otimes K(\mathbf{r}, a_{filtr}^{(2)})$, позволяющие отфильтровать мелкомасштабные искажения, вносимые турбулентными неоднородностями, расположенными дальше второго слоя;

- рассчитывается скорость смещения второго слоя $\mathbf{V}_2$;

- вычисляются разности $\Delta Q_{\Omega_i}^{(2)}(\mathbf{r}, t) = \Delta Q_{\Omega_i}^{(1)}(\mathbf{r}, t) - Q_{\Omega_i}(\mathbf{r}, a_{filtr}^{(2)}, t)$;

- повторяются три последние операции до расчета $\mathbf{V}_N$.

Таким образом, предложенный алгоритм позволяет последовательно определить скорость смещения искажений, вносимых каждым слоем турбулентных неоднородностей, начиная с ближнего от наблюдателя слоя.

Результаты работы разработанного нами метода были сравнены с показаниями десяти акустических анемометров на основе обработки видеоряда реального объекта на атмосферной трассе протяженностью 500 метров. На рисунке 1 представлено изображение объекта (фрагмента лиственного леса), а также его функционал резкости. Скорость ветра вдоль используемой трассы наблюдения сильно изменялась во время получения изображения. В связи с этим для снижения влияния случайной ошибки измерений трасса была разбита на три участка, в пределах которых определялось значение, усредненное по трем (или четырем) анемометрам.

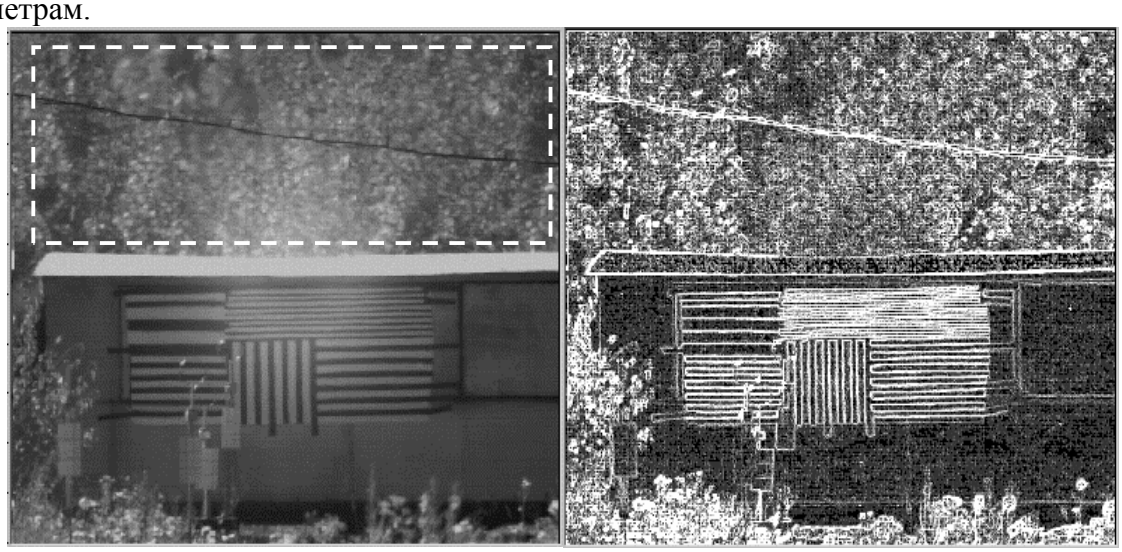
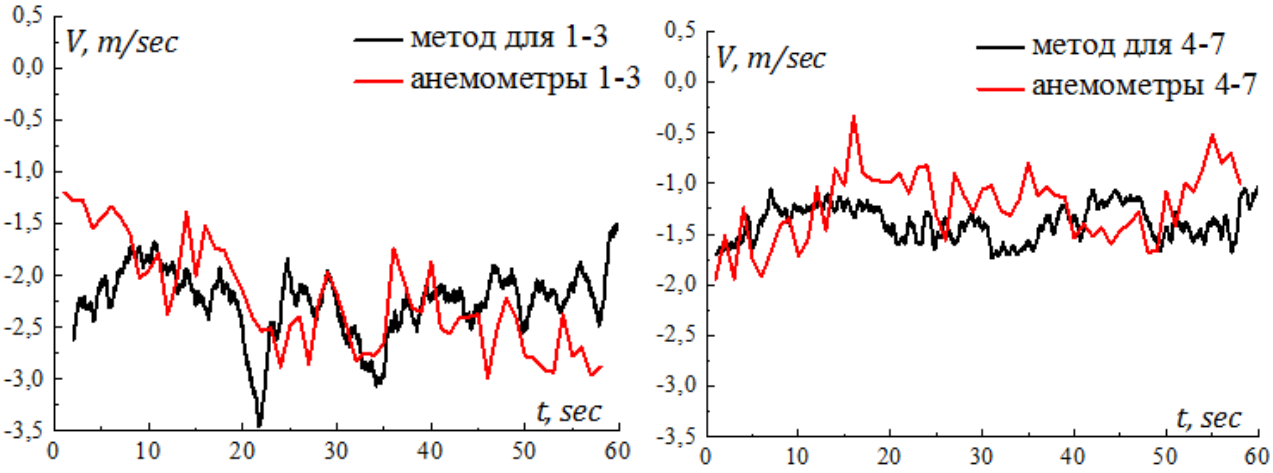


Рис. 1. Изображение объекта (слева) и его функционал резкости (справа). Горизонтальный размер наблюдаемой области 5m, a_t=5sm, дистанция z_{obj} =500m, Δt = 10ms. Прямоугольником выделена анализируемая область изображения.

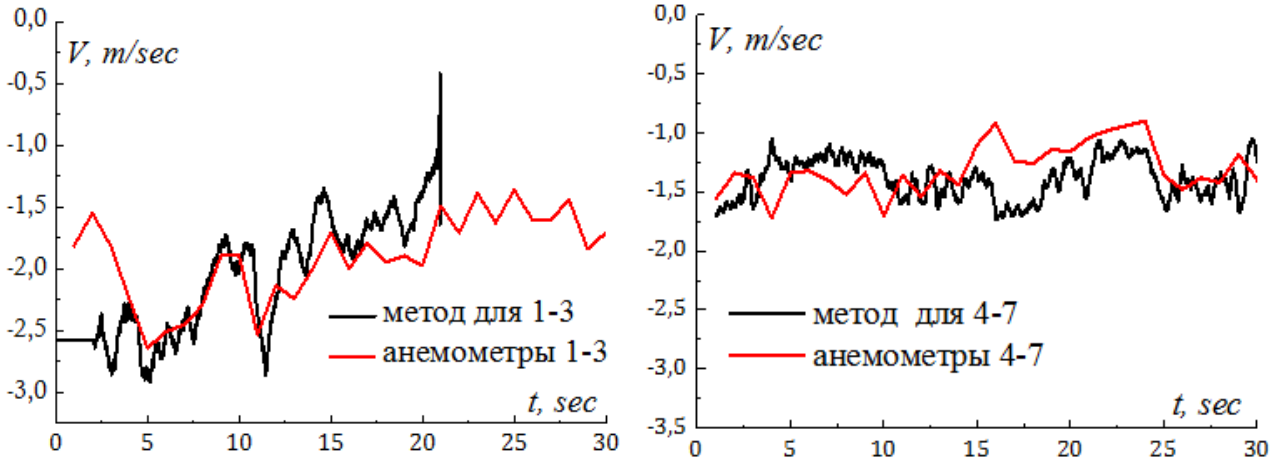
Из рисунка 2 видно, что восстановленное значение скорости ветра близлежащих слоев турбулентных неоднородностей хорошо согласуется с контактным измерением скорости ветра, усредненной по трем акустическим анемометрам. Наблюдение в данном случае велось при частоте съемки 100 Гц.



(а) (б)

Рис. 2. Динамика восстановленной (сплошная черная линия) скорости ветра вблизи наблюдателя (а) и усреднённой по центральному участку трассы (б) в сравнении с контактными измерениями (10 акустических анемометров, равномерно расположенных вдоль трассы).

Аналогичные результаты сравнения скорости восстановленного ветра с контактными измерениями представлены на рисунках 3 для другой частоты съемки равной 200 Гц. Здесь также видно удовлетворительное совпадение результатов восстановления скорости ветра с контактными измерениями на первом и втором участке трассы.



(а) (б)

Рис 3. Динамика восстановленной скорости ветра вблизи наблюдателя (а) и усреднённой по центральному участку трассы (б) в сравнении с контактными измерениями (10 акустических анемометров, равномерно расположенных вдоль трассы).

Таким образом, сравнение результатов работы разработанного нами алгоритма показали хорошее согласие с показаниями измерений анемометров. При этом с наименьшей ошибкой восстанавливается скорость ветра на участке вблизи приемной оптической системы. Восстановление скорости ветра на участке атмосферы вблизи объекта является проблематичным из-за мелкомасштабности, вносимых им искажений.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-32-00462.

Список используемых источников

1. *Holmes R.B.* Passive optical wind profilometer: pat. 5.469.250 USO05469250A USA. 1995.

2. *Belenkii M.* Passive crosswind profiler: pat. 2010/0128136 A1 USA. USA, 2010.

3. *Афанасьев А.Л., Банах В.А., Ростов А.П.* Определение скорости ветра в атмосфере по турбулентным искажениям видеоизображений лазерного пучка. // Оптика атмосферы и океана. 2010. Т. 23. № 08. С. 723-729.

4. *Дудоров В.В., Еремина А.С.* Определение поперечной составляющей скорости ветра на основе анализа видеоряда изображений удаленных объектов. Часть 1. Смещение тонкого слоя турбулентных неоднородностей // Оптика атмосферы и океана. 2017. Vol. 30, № 4. P. 274–280.

5. *Дудоров В.В., Еремина А.С.* Определение поперечной составляющей скорости ветра на основе анализа видеоряда изображений удаленных объектов. Часть 2. Смещение объема турбулентной среды // Оптика атмосферы и океана. 2017. Т. 30. № 8. С. 682–690.

6. *Vadim V. Dudorov, Anna S. Eremina.* Filtration of optical image distortions for retrieving the drift velocity of atmospheric turbulence inhomogeneities. Proc. SPIE 9680, 21st International Symposium Atmospheric and Ocean. Optics: Atmospheric Physics, 96802E (November 19, 2015).

А.Н. Ефременко**,
кандидат технических наук;
Н.О. Моисеева**,
кандидат технических наук;
В.В. Черный*,
кандидат технических наук, доцент
* ВКА имени А.Ф.Можайского, г. Санкт-Петербург
** СПГУГА, г. Санкт-Петербург

МЕТОД АВТОМАТИЗИРОВАННОГО КОНТРОЛЯ ДОЖДЕВЫХ ПАВОДКОВ В ИНТЕРЕСАХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ ВОЙСК

В статье рассматривается содержание метода автоматизированного контроля дождевых паводков в приграничных и трансграничных регионах Российской Федерации. Контроль дождевых паводков реализован в макете автоматизированного программно-технического комплекса (АПТК) и протестирован на данных гидрологических постов реки Уссури - притоке Амура, где в июле-сентябре 2013 года наблюдалось катастрофическое наводнение, вызванное длительными ливневыми дождями. Для контроля дождевых паводков предлагается упрощенный вариант методики, применяемой при расчете параметров дождевых паводков с малых водосборов и используемый при проектировании дорог и пропускных сооружений.

Ключевые слова: дождевые паводки, метод контроля, морфометрические характеристики бассейна, автоматизированный программно-технический комплекс

ВВЕДЕНИЕ

Анализ расположения гидрологических объектов, форм рельефа, характерных климатических и гидрометеорологических условий по территории РФ позволяет выделить ряд приграничных и трансграничных районов, в которых может возникнуть угроза инициирования опасных гидрологических и склоновых процессов. Причем такие процессы не только могут быть замаскированы под процессы естественного возникновения, (учитывая рост их повторяемости в последние годы – рис. 1 [1]), но и приводить к большим экономическим потерям или человеческим жертвам. Затопление территорий и разрушение объектов военной инфраструктуры при наводнениях также существенно ограничивает применение войск в таких районах и требует автоматизированного контроля гидрометеорологической обстановки в них.

Актуальными объектами автоматизированного контроля гидрометеорологической обстановки являются дождевые паводки, которые имеют краткосрочный период зарождения и развития и наблюдаются на малых водосборах, что усложняет процесс их прогнозирования и подготовки к защитным мероприятиям населения и войск от наводнений. С другой стороны, такие условия формирования дождевых паводков позволяют вызывать их искусственным путем, инициируя интенсивные ливневые осадки на ограниченной территории или попуски воды из водохранилищ.

ХАРАКТЕРИСТИКА ИСХОДНЫХ ДАННЫХ

Для экспериментальной проверки работоспособности макета АПТК при контроле гидрологических процессов выбран район реки Уссури – притока Амура, где в июле- сентябре 2013 года наблюдалось сильнейшее за всю историю инструментальных наблюдений катастрофическое наводнение, вызванное экстремальными дождями, которые продолжались около двух месяцев. Дождевой паводок охватил весь бассейн Амура, включая огромную территорию российского Дальнего Востока [2].

Была сформирована база данных (БД), включающая в себя морфометрические характеристики бассейна реки Уссури (таблица 1), ежедневные данные гидрологических

наблюдений уровня реки на 10 гидрологических постах, ежедневные данные о количестве выпавших осадков в паводкоопасный период (май- октябрь) и др. [3].

Контроль дождевых паводков можно производить, используя очевидную связь между подъемом уровня реки при дождевом паводке и приведшим к этому подъему количеству выпавших осадков, зарегистрированных на ближайшей метеорологической станции. С учетом морфометрических характеристик водосбора реки рассчитывается количество выпавших осадков, которые привели к измеренному значению подъема уровня реки при дождевом паводке.

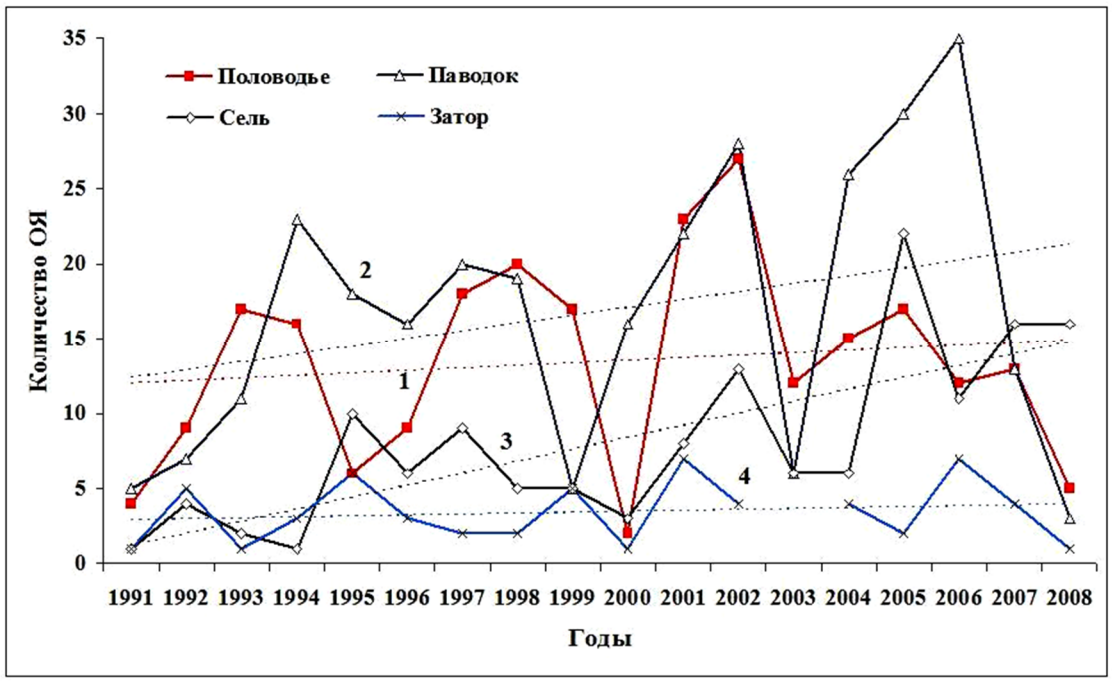


Рис.1. Изменение повторяемости наводнений во время половодья (1), при паводках (2), селевых потоках (3) и ледовых заторах (4) за 1991-2008 гг. [1]

В случае, если наблюдавшееся значение количества осадков при дождевом паводке превышает расчетное более чем на 25 – 30 % (средняя относительная ошибка гидрологического прогноза) [4], то делается вывод о возможном воздействии на дождевой паводок (при условии отсутствия попусков воды из водохранилищ и разрушения плотин на них вверх по течению реки).

РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

Для контроля дождевого паводка предлагается упрощенный вариант методики, применяемой при расчете параметров дождевых паводков с малых водосборов и используемой при проектировании дорог и пропускных сооружений [5-7].

Таблица 1

Характеристики гидрологических постов на реке Уссури

№ п/п	Название поста	Высота поста, м	Уклон реки, %0	Площадь водосбора, км2	Тип рельефа	Вид грунта русла	Тип расти-тельно-сти на склонах
1	Березняки	500	4.5	536	горный	каменистый	горная
2	Верхняя Бреевка	368	2.6	1720	горный	каменистый	горная
3	Новомихай-ловка	222	1.5	5170	горный	каменистый	горная
4	Кокшаровка	164	1.1	23400	равнина	галька с сугл.	лесная
5	Кировский	79	0.3	24400	равнина	галька с сугл.	лесная
6	Лесозаводск	60	0.2	26200	равнина	ил и сугл.	луговая
7	Графское	48	0.2	71700	равнина	ил и сугл.	луговая
8	Тарташевка	48.5	0.1	106000	равнина	галька с сугл.	лесная
9	Козловское	44	0.1	132000	равнина	ил и сугл.	лесная
10	Шереметьево	0	0.2	156000	равнина	ил и сугл.	лесная

При определении расхода воды при дождевом паводке применяется формула связи между изменением глубины потока h0 и ливневым расходом q вида:

$$h_o = \overline{m}\sqrt[3]{\frac{k_q}{I}}, \qquad (1)$$

где $k_q = \frac{q}{\sqrt{i_o}}$ - модуль расхода;

$\overline{m}$ - параметр, учитывающий шероховатость русла;

io- уклон лога водотока;

q- ливневой расход дождевого паводка,

м3/с; I - сумма котангенсов уклона поперечных склонов живого сечения.

Для определения количества осадков, необходимых для получения данного значения ливневого расхода, используется формула связи между параметрами дождевого паводка вида

$$q = \varphi(h - z)^m F^n K\delta \text{ , м3/с,} \qquad (2)$$

где q – расчетный ливневой расход воды, м3/с; φ- морфологический коэффициент, зависящий от уклона главного лога; h- слой водоотдачи, мм; z- потери в слое ливневого стока на растительность, мм; F – площадь водосбора, км2; m,n- параметры соответствия, учитываемые с помощью таблиц; К- коэффициент, учитывающий шероховатость лога и склонов; δ - коэффициент, учитывающий озерность и заболоченность бассейна. Объединяя формулы (1) и (2) и проведя необходимые преобразования, получаем выражение для расчета количества осадков вида

$$\text{H} = \frac{q}{12{,}36 \cdot \varphi(0{,}296F + 2{,}81)K\delta} + 1{,}03 \cdot Z + 11{,}85 \qquad (3).$$

Примеры результатов расчетов параметров дождевого паводка для 13.09.1980 года на гидрологических постах реки Уссури приведены в табл. 2, в которой Нф – фактическое

количество осадков по данным измерений на метеорологической станции; Нр - расчетное количество осадков; $\frac{\Delta H}{H}$ - относительная ошибка.

Таблица 2

Результаты расчетов параметров дождевого паводка на гидрологических постах реки Уссури

Гидропост	z0,м	h0, м	i0, %0	F, км2	φ	q, м3/с	Нф мм	Нр мм	$\Delta H/H$
Березняки	500	1.6	4.5	536	0.024	213.47	28.2	29.6	5.0
Вер.Бреевка	368	2.48	2.6	1720	0.016	604.52	28.2	32.1	19.7
Новомихай-ловка	222	2.32	1.5	5170	0.01	378.54	28.2	25.48	9.7
Кокшаров-ка	164	1.76	1.1	23400	0.006	102.22	28.2	22.48	10.3
Кировский	79	1.24	0.3	24400	0.003	18.42	28.2	22.26	21.1
Лесозаводск	60	0.93	0.2	26200	0.002	6.46	28.2	22.2	22.2
Шереметьево	0	0.87	0.2	156000	0.002	16.47	28.2	22.17	21.5

Из анализа табл. 2 следует, что на гидрологических постах, располагающихся на равнине, относительная ошибка возрастает до 20 – 22%, несмотря на снижение значения ливневого расхода дождевого паводка. Снижение ливневого расхода объясняется увеличением ширины русла реки при ее разливе на равнинных участках местности. Однако величина относительной ошибки расчета количества осадков остается меньше средней относительной ошибки, что позволяет сделать вывод об отсутствии процесса инициирования дождевого паводка на реке Уссури.

Дальнейшие численные эксперименты позволят расширить результаты расчетов как на весь район Приамурья, так и на бассейны рек других приграничных регионов в рамках функционирования автоматизированного программно-технического комплекса (АПТК) .

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Дождевые паводки имеют краткосрочный период зарождения и развития и наблюдаются на малых водосборах, что усложняет процесс их прогнозирования и подготовки к защитным мероприятиям от наводнения. Их возникновение легко маскировать под естественные процессы, учитывая, что большая часть дождевых паводков наблюдается на реках в приграничных районах или трансграничных территориях (Кавказ, Забайкалье и Дальний Восток).

2. Для контроля дождевых паводков использовались эмпирические соотношения, позволяющие рассчитать количество выпавших осадков, которое обеспечивает измеренную высоту дождевого паводка на гидрологических постах с учетом геометрических и морфометрических характеристик бассейна стока.

3. Проведенные расчеты позволили подтвердить работоспособность используемой методики в рамках функционирования автоматизированного программно-технического комплекса (АПТК) и учесть основные физические закономерности проявления такого сложного гидрологического процесса как дождевой паводок

Список используемых источников

1. *Баринов А.В., Седнев В.А., Шевчук А.Б. и др.* Опасные природные процессы. - М.: Академия ГПС МЧС России. - 2003. – С.334.

2. Катастрофическое наводнение в Дальневосточном федеральном округе. Том 1. Уроки и выводы. Научно- методический труд / МЧС России. - М.:ФГБУ ВНИИ ГОЧС (ФЦ). - 2013. – С.154.

3. Государственный водный кадастр. Многолетние данные о режиме и ресурсе поверхностных вод суши. Том 1. РСФСР. Выпуск 21. Бассейны Уссури и рек Японского моря.

4. Методические рекомендации по расчету максимального дождевого стока и его регулированию. - М.: Минтранстрой. - 1980. – С.41.

5. *Артемьев С.С., Болдаков Е.В., Журавлев М.М.* Расчет ливневого стока с малых водосборов. - М.:Транспорт. - 1995 – С. 278.

6. *Кронин Ю.А., Черный В.В.* Сборник заданий на групповые упражнения по дисциплине «Военная гидрология». – Л.: ВИКИ имени А.Ф.Можайского. - 1989. – С. 66.

7. СНИП 33- 101 – 2003. Определение основных расчетных гидрологических характеристик. - М.: Росстандарт. - 2003. – С. 70.

И.А. Жильчук,
кандидат географических наук
Д.С. Харитонов;
А.В. Гагаричева
РГГМУ, г. Санкт-Петербург

АЭРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИЯ. ИСТОЧНИКИ. ПЕРСПЕКТИВЫ

Сведения об окружающей нас природной среде: о состоянии атмосферы и гидросферы получаются на основе обработки и последующего анализа гидрометеорологических данных, полученных с различных территорий Земли и за различные периоды времени.

Аэрологическая информация, представляя собой составную часть гидрометеорологической информации, является востребованной во многих сферах жизнедеятельности человека. Особую важность она имеет при метеорологическом обеспечении мероприятий боевой подготовки вооруженных сил: полеты авиации, артиллерийские стрельбы, радиационная и химическая разведка, десантирование и т.д.

Аэрологические данные - это значения физических величин, характеризующих состояние атмосферы и их вертикальное распределение. Практически все физические величины, описывающие состояние атмосферы, обладают большой пространственно-временной изменчивостью.

К первичной аэрологической информации предъявляют требования по точности измерений, разрешению в пространстве и времени (периодичности) поступающей информации, которые можно сформулировать как: глобальность, комплексность, регулярность, синхронность.

Глобальность - предполагает, что первичная информация должна быть получена со всего Земного шара.

Информация должна быть трехмерной. Так как анализ атмосферных процессов включает одновременное рассмотрение различных метеорологических величин, то естественно требование комплексности первичной информации.

Оперативность информации важна для своевременной оценки метеорологических условий и разработки прогнозов погоды.

Регулярность и синхронность определяет необходимую дискретность получения данных по времени и в единые сроки.

Сбор, передача и накопление, а также обработка метеорологических данных осуществляются Всемирной Службой погоды (ВСП) в рамках Всемирной метеорологической организации (ВМО).

ВСП включает в себя три составляющие: глобальную систему наблюдений, глобальную систему телесвязи и глобальную систему обработки данных. Глобальная система наблюдений — это наземные и космические наблюдения (рис. 1) [3]. Наземные наблюдения за атмосферой — это все наблюдения, проводящиеся с поверхности Земли или в толще атмосферы.

По характеру расположения наблюдательных станций в пространстве различают стационарные и подвижные, высокогорные; по наличию персонала наблюдательные и автоматические; по характеру решаемых задач: авиационные, судовые, гидрологические, аэрологические и т.д.

По способу наблюдения во времени наблюдения различают на: синхронные (в единые сроки наблюдений) и асинхронные (например, учащенные наблюдения за погодой на аэродромах во время полетов в сложных метеорологических условиях).

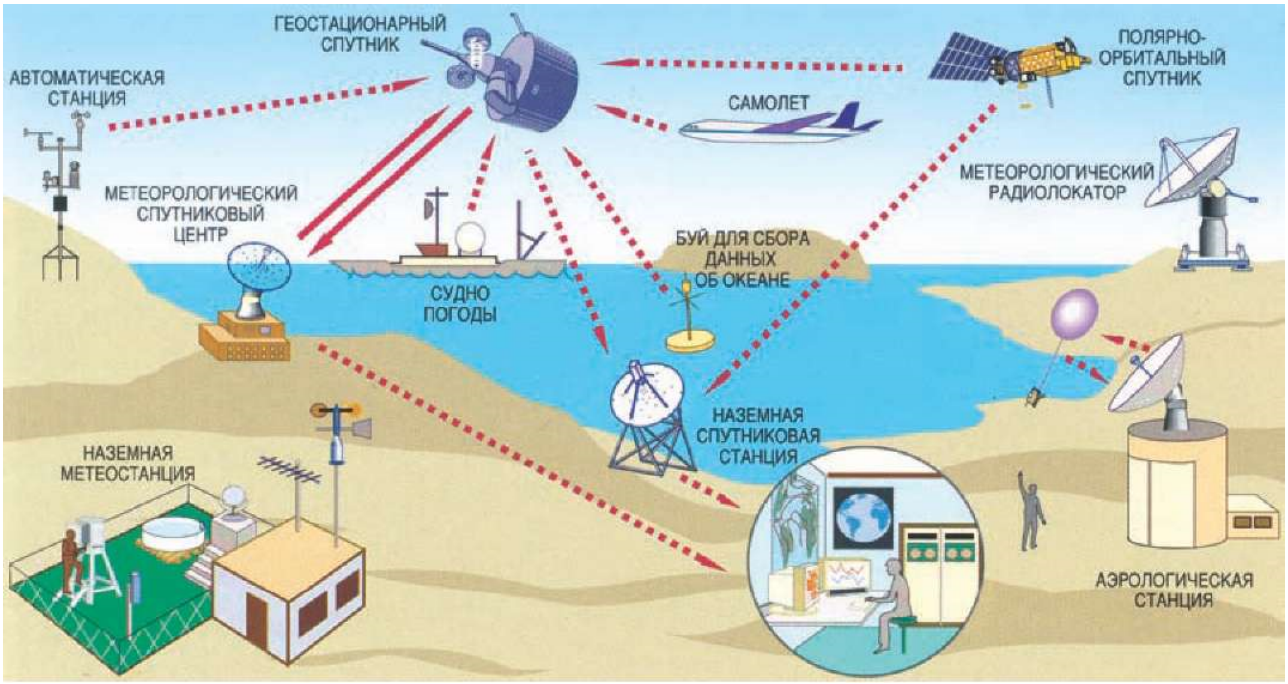


Рис. 1. Глобальная система наблюдений ВМО

По данным ВМО, на земном шаре в настоящее время функционирует около 1000 стационарных пунктов радиозондирования атмосферы. Каждый такой пункт дает сведения о температуре, давлении, влажности воздуха и ветре от поверхности Земли до высоты 25 - 30 км. Сведения о распределении основных метеорологических параметров в свободной атмосфере, полученные от аэрологических станций, дополняются результатами измерений самолетов, беспилотных летательных аппаратов, аэростатов, метеорологических радиолокаторов и спутниковой информацией.

Следует отметить всевозрастающую точность спутниковой и радиолокационной информации, которая приближается к точности аэрологической информации, полученной с помощью радиозондирования атмосферы, а по оперативности получения - время значительно сокращается. [4].

Глобальная система телесвязи выполняет две основные функции: передает измерения в национальные, региональные и мировые метеорологические центры, где производится их анализ и составляются прогнозы, и распространяет глобальные и региональные анализы и прогнозы из ведущих метеорологических центров по всему миру, с тем, чтобы этой информацией могли пользоваться небольшие метеорологические центры, бюро погоды, авиационные метеорологические станции, которые не в состоянии по своему техническому оснащению готовить такую продукцию.

Глобальная система обработки данных базируется на трех мировых метеорологических центрах (Москва, Вашингтон и Мельбурн), на региональных центрах (Бракнелл, Париж, Оффенбах, Прага, София, Найроби, Каир, Пекин, Нью-Дели, Токио, Дакар, Джидда, Буэнос-Айрес, Бразилиа) и на национальных центрах (далее - метеоцентры) [1]. Эти метеоцентры оснащены средствами обработки данных, предназначенных для оперативного использования, а также средствами хранения и поиска данных для неоперативного использования. Обработка, хранение и поиск необходимых данных осуществляется на базе мощных компьютеров. Системы обработки, участвующие в подготовке прогностической информации, составляют оперативную гидрометеорологическую систему, а системы, обеспечивающие накопление данных для хранения и подготовки справочных материалов - режимную гидрометеорологическую систему.

В крупнейших метеоцентрах разработаны и успешно реализуются в оперативном режиме технологии глобального и локального гидродинамических прогнозов метеорологических

полей и элементов погоды, как у поверхности земли, так и на стандартных изобарических поверхностях свободной атмосферы (приземного давления, геопотенциала, температуры воздуха, влажности, направления и скорости ветра, осадков) на основе гидродинамических моделей атмосферы с заблаговременностью 1-10 суток.

Пространственное разрешение формируемых полей составляет по долготе 0,225° по широте от 27 км в южном полушарии и до 18 км в севеверном и до 137 уровней по вертикали (от 1075 гПа до 0,5 гПа).

Большая детализация гидродинамических прогнозов реализована в оперативных мезомасштабных моделях атмосферы, а также в региональных моделях (модели атмосферы для ограниченной территории).

С 2009 года Росгидромет став полноправным участником европейского метеорологического консорциума по мезомасштабному моделированию COSMO [2] получил возможность реализации в России модели Cosmo-Ru. За 8 лет успешной реализации проекта горизонтальный шаг предоставляемых данных глобальной модели уменьшился с 40 до 13 км, а заблаговременность прогнозов увеличилась с 78 (48) до 174 (78) часов. В настоящее время по модели COSMO-Ru производится расчет для различных областей с шагом сетки 13, 7, 2, 1 км. Схема области счета для COSMO-Ru по состоянию на июнь 2017 г. в границах различного масштаба расчетов изображены на рис. 2.

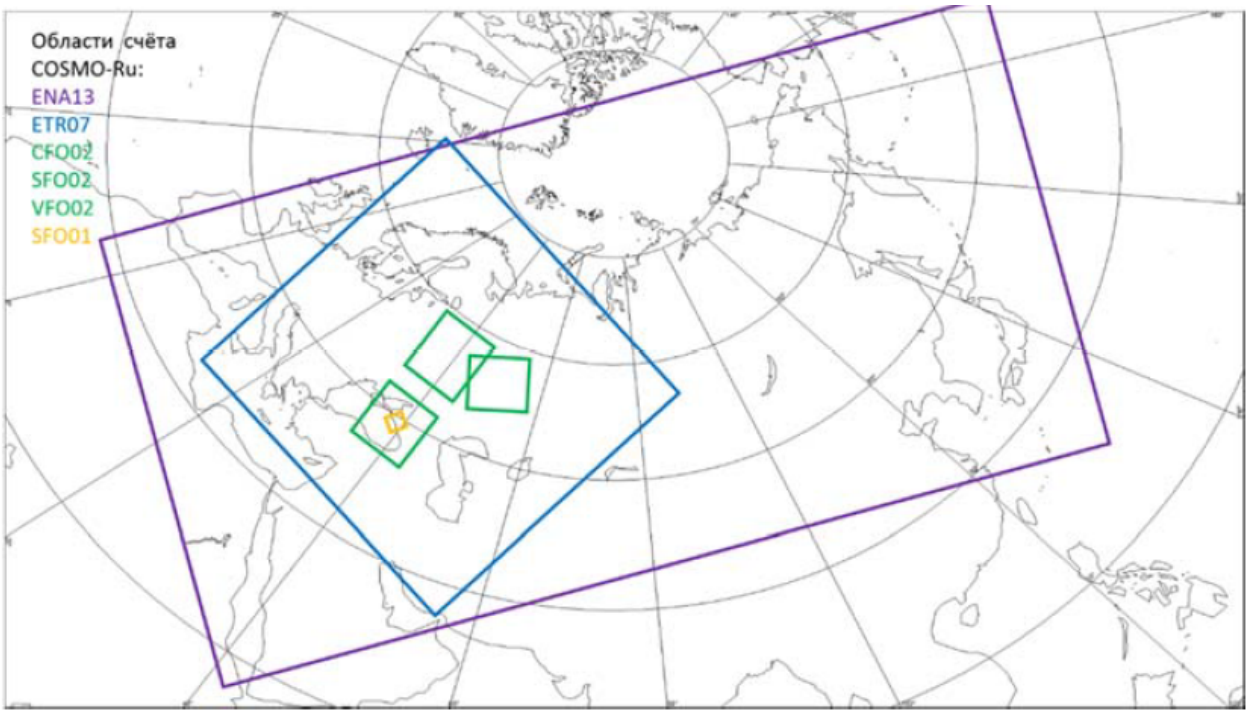


Рис. 2. Схема области счета для COSMO-Ru по состоянию на июнь 2017 г. Фиолетовым изображены границы счета ENA13, синим – ETR07, зеленым – области счета с шагом 2 км, оранжевым – 1 км.

Аэрологическая продукция метеоцентров выпускается в форматах GRIB1, GRIB2, NetCDF, как трехмерных, так и двумерных.

В одном файле может содержаться множество полей и вертикальных уровней, но только для одного момента времени.

Суточный объём метеорологической информации (по состоянию на июнь 2017 г.) составляет около 210 ГБ. По источникам получения информации она распределяется следующим образом (рис.3):

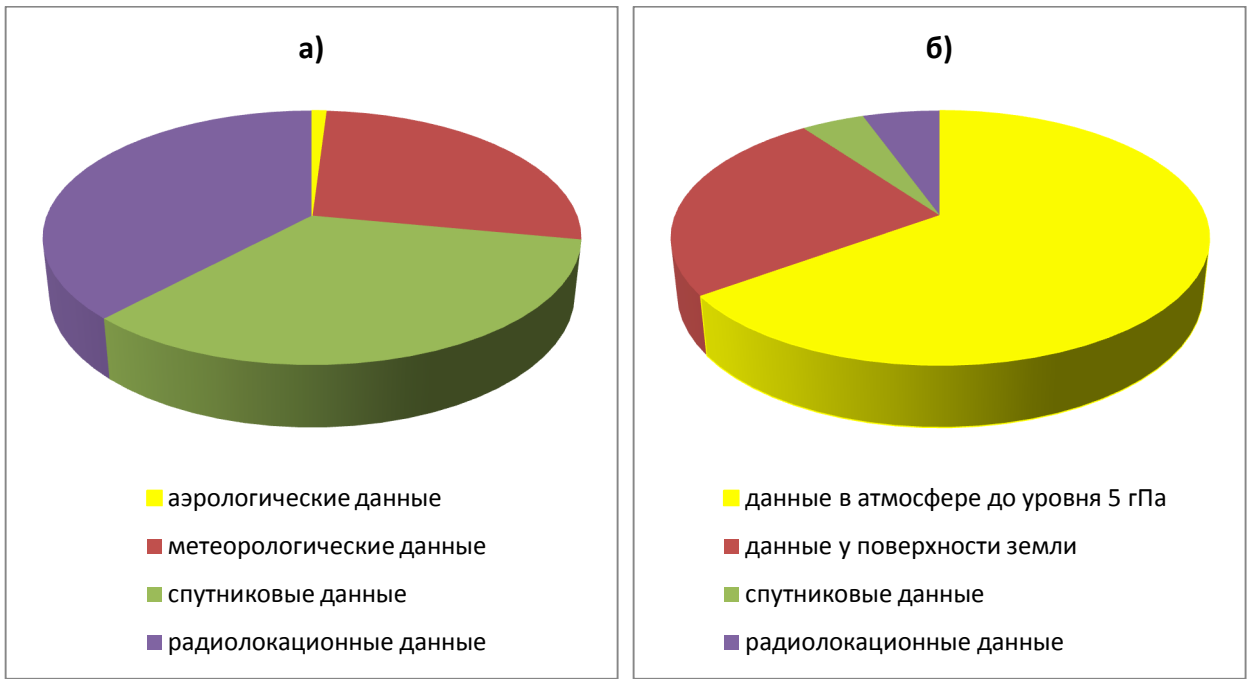


Рис. 3 Суточный объем метеорологической информации (а) – первичной, (б) – с учетом модельных расчетов.

В настоящее время имеется возможность использовать и внедрять в современные и перспективные системы и комплексы получения аэрологической информации технологии позволяющие использовать комплексные решения получения информации от разных источников с учетом не только фактических (измеренных) значений параметров атмосферы, но и прогностических, распределенных в пространстве и времени.

Список используемых источников

1. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации Вооруженных Сил- М.: Воениздат. – 1992. С. 96-100.

2. *Блинов, Д. В.* Система краткосрочного прогноза погоды COSMO-Ru: технологические аспекты визуализации и распространения прогнозов/ Д. В. Блинов, Г. С. Ривин, И. А. Розинкина // Труды Гидрометцентра России. 2011. Вып. 346. С. 47-54.

3. *Васильев, А. А.* Прогноз погоды: монография / А. А. Васильев, Р. М. Вильфанд. – М. ГМНИЦ РФ, 2008. – 60 с.

4. *Гордин, В. А.* Метеорологические наблюдения: распределенные в пространстве и времени/ В. А. Гордин // Квант. – 2010. - №3. С.2-8.

5. *Костюков, В. И.* Метеорологическое обеспечение ракетных войск и артиллерии: учебник/ В. И. Костюков. – Тип.ВАУ, 2000. – С. 94-96.

Т.Н. Задорожная,
кандидат географических наук;
В.П. Закусилов,
кандидат географических наук;
Р.А. Белкин
ВУНЦ ВВС «ВВА имени профессора Н.Е.Жуковского и Ю.А.Гагарина», г. Воронеж

ОЦЕНКА СТЕПЕНИ ИНЕРЦИОННОСТИ ПОЛЕЙ ТЕМПЕРАТУРЫ ВОЗДУХА В РАЗЛИЧНЫЕ ПЕРИОДЫ ГОДА

В статье приведен анализ взаимно-корреляционных связей между полями температуры воздуха в 30-ти градусных квадратах, расположенных в широтной зоне 40–60° с.ш. на территории северного полушария. Для каждого календарного месяца получены оценки степени инерционности между секторами.

Ключевые слова: корреляционные связи, климатический прогноз, инерция, температура воздуха, подстилающая поверхность.

ВВЕДЕНИЕ

Важность климатических прогнозов в настоящее время не вызывает сомнений, однако несмотря на современные достижения в области моделирования атмосферных процессов, успешность прогнозов на месяц и более длительное время не в полной мере удовлетворяет потребителя. Причиной тому может быть недостаточное использование в моделях выявленных закономерностей поведения отдельных компонентов климатической системы, в первую очередь температуры воздуха, – основного показателя климатических изменений.

Важной закономерностью атмосферы, выявленной Б.П. Мультановским [1], является инерция синоптических процессов в пространстве, которая, в последующем, позволила разрабатывать долгосрочные прогнозы погоды. Недостаток ее - качественный характер, т.е. нет сведений о величине функций влияния в том или ином регионе, в различные периоды года.

Целью исследования является выявление количественных оценок взаимосвязей между отдельными, рядом расположенными в широтном направлении, участками территории.

Для решения задачи на пространстве северного полушария выделена широтная зона, ограниченная 40–60° с.ш., разделенная 30-градусными секторами с некоторыми перекрытиями. Всего выделено 12 секторов, обозначенных цифрами в скобках: (1) 0–30° в. д., (2) 30–60° в. д., (3) 60–90° в. д., (4) 90–120° в. д., 5) 120–150° в.д., (6) 150–180° в.д., (7) 180–150° з.д., (8) 150–120° з.д., (9) 120–90° з.д., (10) 90–60° з.д., (11) 60–30° з. д., (12) 30–0° з.д.

КОЛИЧЕСТВЕННЫЕ ОЦЕНКИ ВЗАИМОСВЯЗЕЙ

Исходными данными служили среднемесячные значения температуры воздуха по данным реанализа [2] за период с 1958 по 2014 годы. По ним для каждого сектора производился расчет средних по сектору значений:

$$\widetilde{\overline{\mathrm{T}}}^{S}_{j,i,q,t} = \frac{1}{N}\frac{1}{M}\sum_{j=1}^{N}\overline{\mathrm{T}}^{S}_{j,t,q}\sum_{i=1}^{M}\overline{\mathrm{T}}^{S}_{i,t,q},$$

где $\overline{\mathrm{T}}^{S}_{ji}$ – среднемесячная температура воздуха в секторе S, в узле с координатами *j,i,* кратными 2,5°, *N* – количество узлов вдоль широты *j* (*j* = 1,2,…,13) в секторе S, M – количество узлов вдоль долготы *i* (*i*=1,2,…,9) в секторе S. В каждом секторе использовано 113 узлов регулярной сетки (2,5° × 2,5°), t – календарный месяц t (t = 1,2,…,12), q – порядковый номер года в выборке одноименных месяцев (q=1,2,…,57).

При расчете межсекторных связей использовались взаимно-корреляционные функции между температурой воздуха, усредненной по фиксированному сектору, и, поочередно, с температурой воздуха в рядом расположенных 30-ти градусных секторах северного полушария.

Построенные для месяцев первого полугодия графики межсекторных корреляционных связей показали, что по однородности территориального распределения экстремальных коэффициентов корреляции, их можно сгруппировать в группы, не всегда совпадающих с календарными сезонами. На рисунке 1 представлены особенности распределения значимых связей по различным секторам полушария для месяцев январь, февраль и март.

Согласно [2] для исходной выборки значимой величиной коэффициента корреляции является значение 0,3. В данном исследовании, в целях большего доверия, в качестве значимого рассматривался коэффициент корреляции $R \geq 0{,}4$.

Из рисунка 1,*а* следует, что в январе, значимые межсекторные корреляционные связи наблюдаются над всей Европейской территорией и Западной Сибирью, где коэффициенты корреляции превышают значения 0,6. С меньшей надежностью (R = 0,55) к ним можно присоединить и сектор 120–150° в. д. Наиболее тесно в данном месяце связаны между собой сектора 60–90 и 90–120° в. д., то есть температура воздуха над территорией Западной Сибири и западной частью Восточной Сибири. В них коэффициенты сопряженности превышают величину 0,8, что может свидетельствовать о высокой их надежности.

Начиная с сектора 120–150° в. д. и до долготы 180–210° в. д. (далее для удобства значения меридианов переведены в восточную долготу) в январе, степень связей между секторами резко убывает. Особенно это относится к секторам 150–210° в. д., для которых наблюдается минимум корреляционных функций, не достигающих уровня значимости, что связано, с неоднородностью подстилающей поверхности, при переходе с континента на океан.

Второй регион, имеющий достаточно высокие связи, расположен на территории с координатами 240–300° в. д. (территория Северной Америки). Особенно велика секторальная связь между западной и восточной ее частями. В тоже время, отсутствует сопряженность между секторами, находящимися на границе континентальной и океанической поверхностями.

Практически аналогичная ситуация взаимосвязей между секторами обнаруживается и в феврале, представленных на рисунке 1*б*. В этом месяце высокие корреляционные связи (R = 0,6–0,75) наблюдаются от западных окраин Европы до 120°в. д. С меньшей надежностью (R = 0,42) можно судить о наличии сопряженности между секторами 120–150° в. д. и 150–180° в. д. Минимальная инерция отмечается между секторами, начиная с долгот 150–180° в. д., где уровень связей не достигает значимых величин. Повышенные связи отмечаются для секторов, начиная с 240–270° в. д. до 300–330° в. д. В то же время в феврале связь между западной и восточной частями Северной Атлантики является отрицательной, хотя и не с высокими значениями.

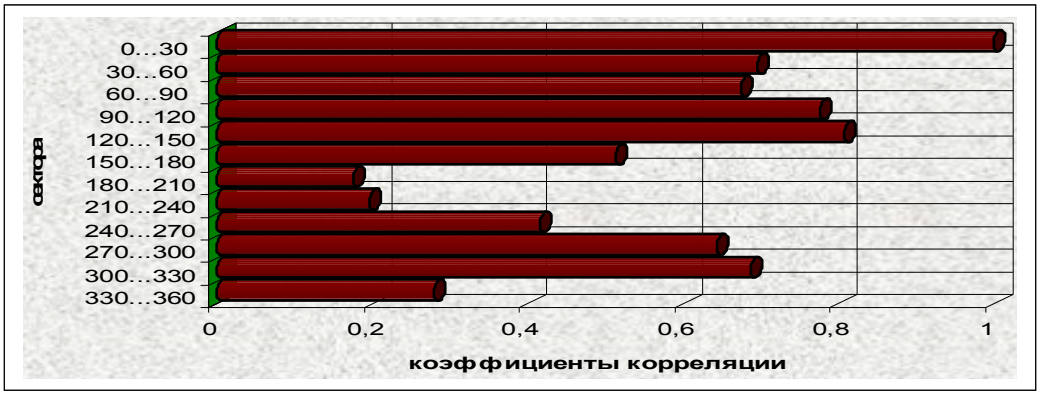
а)



б)



в)



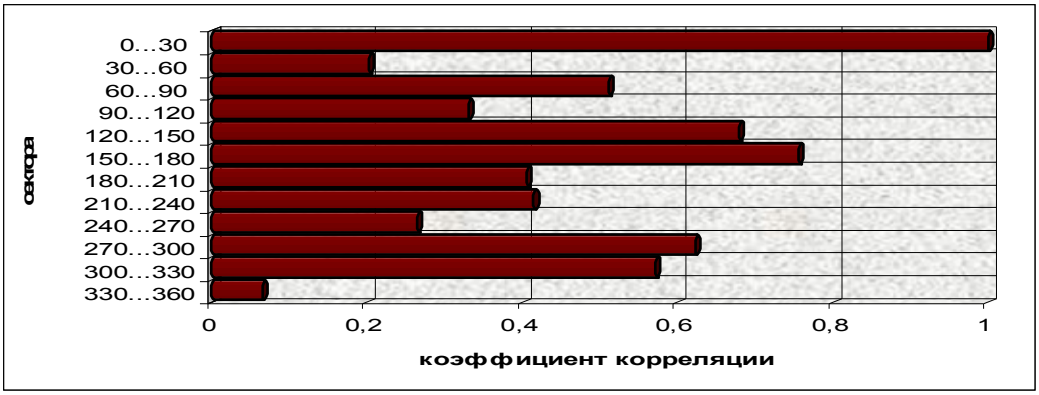
а) январь; б) февраль; в) март

Рис. 1. Распределение уровней связей по секторам в холодный период

Распределение тесноты связей по полушарию в марте (рисунок 1. *в*), полностью повторяет характер связей в январе. При этом, отмечаются более высокие коэффициенты корреляции (R = 0,81) между секторами 90–120^{o} и 120–150^{o} в. д., то есть между западной и восточной частями Восточной Сибири, что может быть полностью объяснено географическим расположением секторов на континенте и происходящими в этом районе достаточно однородными процессами.

На рисунке 2 представлены особенности распределения межсекторных связей для месяцев апрель – июнь. В связи со сменой атмосферных процессов в тропосфере и переходом на весенний характер циркуляции, меняется и характер распределения тесноты связей по территории полушария. Этот факт отразился и на характере преимущественных локализаций значимых связей в весенне-летний период. Особенностью характера пространственной инерции в этих месяцах является отсутствие значимых межсекторных связей между секторами Европы и Западной Сибири. В то же время, отмечаются значимые связи между секторами Восточной Сибири и Американским континентом. Отсутствуют значимые связи в секторах, расположенных над акваториями Тихого и Атлантического океанов.

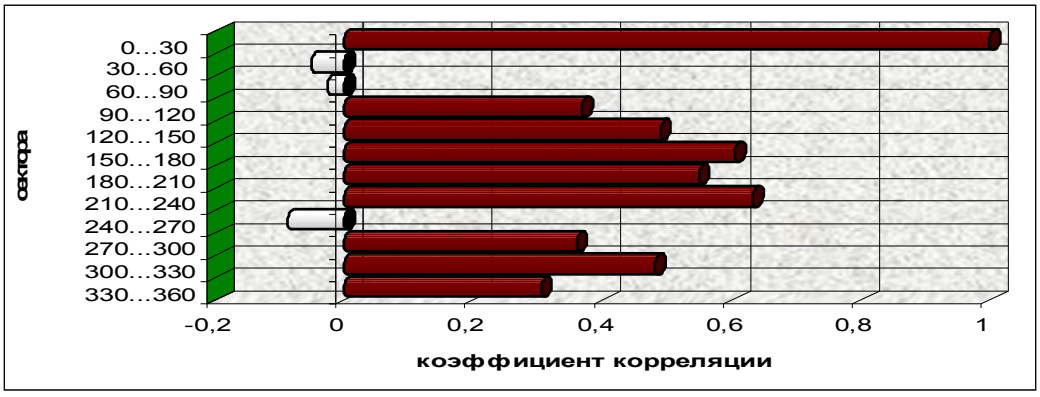
а)



б)



в)



а) апрель; б) май; в) июнь

Рис. 2. Распределение уровней связей по секторам в теплый период

Если произвести сравнение уровней корреляционных связей в данной группе месяцев, то следует отметить, что в апреле (рис. 2 а), с наибольшим доверием к выявленным связям можно отнести сектора в Восточной Сибири. Уровень связей между ними составляет R = 0,68–0,75, что значительно выше, чем в рассмотренных ранее месяцах зимнего периода. Между температурой воздуха в секторах, расположенных над территорией Северной Америки, связи также имеют значимые величины, но их уровень ниже, чем над Азиатским континентом (R = 0,50–0,42, в секторах 9 и 10 соответственно).

При увеличении в годовом ходе притока солнечной радиации, повышение температуры воздуха происходит в соответствии с неоднородностью подстилающей поверхности. Поэтому, при географическом сохранении зон локализации значимых связей, уровень их уменьшается. Так, в мае (рис. 2 б), максимальные корреляционные связи над Восточной Сибирью не превышают 0,5, и лишь между секторами Северной Америки они составляют 0,64.

Аналогичная картина наблюдается и в июне, пространственное распределение корреляционных связей в котором представлено на рисунке 2 *в*. В этом месяце максимальные связи наблюдаются над Восточной Сибирью, величина которых близка к 0,6. Вместе с тем, над Северной Америкой уровень корреляционных связей понизился и даже поменялся знак, однако величина их не достигает уровня значимости.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом результаты проведенного исследования указывают на зависимость тесноты связей между секторами от сезона года и характера подстилающей поверхности. В холодный период уровень связей выше, он охватывает территорию Европы, Западной Сибири и континентальную часть Северной Америки. В теплое время над Европой связи отсутствуют, максимумы имеют место над Восточной Сибирью, Восточной Европой и Западной Сибирью. Выявленные сезонные закономерности могут быть полезными в практической работе при разработке инерционно-климатических прогнозов и являться функциями влияния в численных моделях.

Список используемых источников

1. Мультановский Б.П. Основные положения синоптического метода долгосрочных прогнозов погоды. Ч. 1. ЦУЕГМС. М. 1938.

2. NCEP/NCAR Reanalysis Project [Электронный ресурс]. URL: http://www.esrl.noaa.gov/pcd/data/reanalysis/reanalysis.shtml (дата обращения: 22.11.2016).

3. Брукс К., Карузерс Н. Приложение статистических методов в метеорологии. Л., Гидрометеоиздат, 1963, 416 с.

Б.Г. Зайнетдинов
ФГБУ «ГГО», г. Санкт-Петербург

АНАЛИЗ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ЗА НАПРЯЖЕННОСТЬЮ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИЗЕМНОГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ НА ПРИБРЕЖНЫХ СТАНЦИЯХ СЕВЕРНОГО ЛЕДОВИТОГО ОКЕАНА

Представлены результаты анализа исследований напряженности электрического поля для условий хорошей погоды на полярных станциях атмосферно-электрической наблюдательной сети Росгидромета. Получены некоторые статистические характеристики, установлены суточные вариации атмосферно-электрических параметров.

Ключевые слова: атмосферно-электрические характеристики, напряженность электрического поля атмосферы, суточные вариации.

ВВЕДЕНИЕ

Начиная с 2013 года в рамках программы модернизации геофизических сетей наблюдений на территории РФ проводились переоснащение и расширение сети станций наблюдения за электрическими характеристиками атмосферы (далее ЭХА), для этой задачи был разработан атмосферно-электрический измерительный комплекс (далее АЭИК) [1]. В связи с этим, в рамках данной программы, к уже существующим на тот момент 4 станциям, было добавлено еще 6 станций. Впервые в России были организованы постоянные наблюдения за ЭХА в полярных регионах. Так в 2013 начаты наблюдения на гидрометеорологической обсерватории (далее ГМО) ГМО Тикси, в 2014 и 2015 годах – на станциях Зашеек и Диксон соответственно. В конце 2017 года начаты измерения ЭХА на научно-исследовательском стационаре «Ледовая База мыс Баранова» (далее НИС «ЛБ мыс Баранова»). Мониторинг ЭХА на высокоширотных станциях интересен тем, что эффект от различного рода антропогенных и естественных воздействия на ионосферу, приводящих к изменению ее проводящих свойств и к изменению разности потенциалов в ионосфере, а, следовательно, и к изменению электрического поля и проводимости в приземном слое, сильнее проявляется по направлению силовых магнитных линий, которые сконцентрированы на полюсах. На карте (рис. 1) представлено расположение станций сети наблюдения за ЭХА.

Согласно существующим представлениям, вариации параметров глобальной электрической цепи, в том числе потенциал ионосферы, могут проявляться в изменении напряженности электрического поля (далее E) в приземном слое атмосферы синхронном по всему земному шару. Как показывают измерения, проводимые в открытом океане [3] и на станции Восток в Антарктиде [2], суточный ход E имеет вид простой полуволны с максимумом в 19 часов UTC (так называемая унитарная вариация). Однако на материковых станциях выделить унитарную вариацию E достаточно сложно, т.к. здесь большое влияние оказывают локальные генераторы электрического поля, в первую очередь, электрически заряженные частицы аэрозоля, а также локальные процессы ионизации атмосферы, связанные с выходом из почвы радиоактивных газов.

Перед началом проведения измерений предполагалось, что, в отличие от атмосферно-электрических станций умеренных широт, условия проведения измерений на высокоширотных станциях будут в меньшей степени определяться локальными факторами, т.е. форма суточного хода E будет близка к унитарной вариации. Однако было отмечено, что значительное влияние на вариации E оказывают метеорологические явления (метели и различного рода осадки), сопровождающиеся появлением в воздухе электрически заряженных частиц снега и льда.



Рис.1. Карта расположения станций сети наблюдения за ЭХА

Для иллюстрации этого на рисунке 2 приведена ящичная диаграмма статистического распределения *E* полученная нами на ГМО Тикси по категориям, соответствующим периодам действия различных метеорологических явлений согласно наблюдениям на метеостанции. Выборка построена по усредненным за минуту значениям *E*, период действия метеорологических явлений указывался с точностью до минуты.

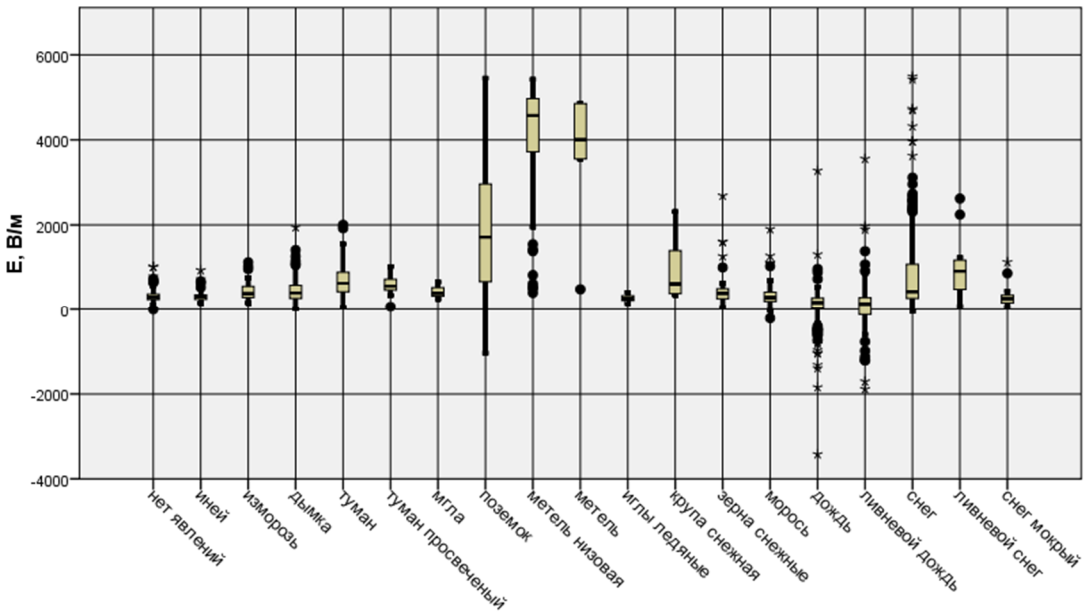


Рис. 2. Вариации величины E при действии различных метеорологических явлений по данным измерений в 2014-2015 гг. на ГМО Тикси

На представленной диаграмме проявляется ряд статистических закономерностей воздействия частиц гидрометеоров на вариации *E*. В отсутствие метеорологических явлений значения *E* группируются вблизи 350-400 В/м, похожее распределение наблюдается при дымке, изморози, туманах и некоторых других явлениях. В условиях жидких осадков значения *E* в среднем ниже и могут достигать отрицательных значений, тогда как в твердых осадках наоборот они преимущественно превышают фоновую величину. При поземке и метелях средние значения *E* достигают 2000-4000 В/м, т.е. в этих случаях поднимаемые в воздух частицы снега имеют преимущественно положительный электрический заряд, оказывающий существенное влияние на результаты измерений *E*.

На рисунке 3 приведено распределение значений *E* по периодам года, вертикальная шкала построена в логарифмическом масштабе. Как видно из рисунка, соответствующая холодному периоду года кривая имеет протяженный правый «хвост» вплоть до значений 5000 В/м. В

холодный период средние минутные значения E выше 500 В/м составляют примерно 30% случаев, а выше 1000 В/м – примерно 17.5% случаев, тогда как в теплый период для тех же величин *E* доля случаев составляет примерно 12% и 3%. Отсюда можно сделать вывод, что периоды действия метелей и снегопадов на станциях Диксон и Тикси в холодный период года достаточно продолжительны и интенсивность электрических возмущений атмосферы в этот период очень высока. Невыясненным остается возникновение локальных максимумов около значений *E* = -1000 В/м и *E* = -2000 В/м.

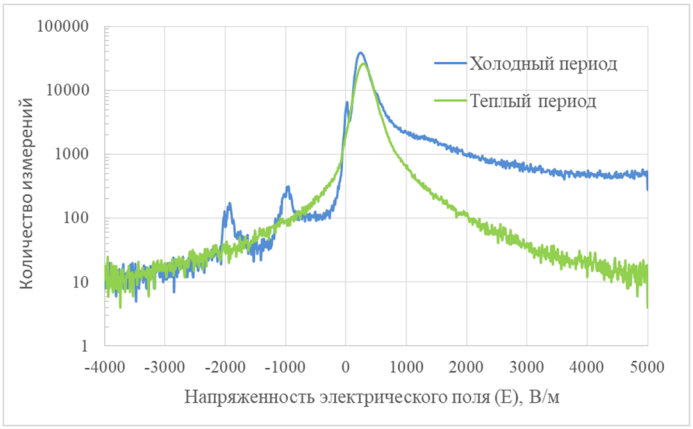


Рис. 3. Распределение средних минутных значений E в теплый и холодный периоды года на ГМО Тикси и на станции Диксон по данным измерений в 2014-2015 гг. Данные группировались по интервалам шириной 10 В/м

ИССЛЕДОВАНИЕ СТАТИСТИЧЕСКИХ ЗАКОНОМЕРНОСТЕЙ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НАПРЯЖЕННОСТИ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Как известно, условиями «хорошей» погоды для атмосферно-электрических измерений является полное отсутствие, либо пренебрежимо малое влияние локальных факторов таких, как скопление аэрозолей, источников сильной ионизации, а также различных опасных метеорологических явлений. Поэтому на данном этапе исследований при построении среднего суточного хода E применялась автономная фильтрация данных. Регистрирующая программа АЭИК передает на сервер данные с периодичностью 1 минута, указывая среднее за минуту (E_{avg}), минимальное (E_{min}) и максимальное (E_{max}) значения каждой измеряемой величины, рассчитанные по ежесекундным отсчетам. Таким образом, автономная фильтрация *E* для построения среднего суточного хода заключалась в выполнении условий:

$$\begin{cases} E_{max}\text{-}E_{min} < 100 \\ 150 \le E_{avg} \le 750 \end{cases}.$$

На рисунке 4 представлены графики суточного хода *E* в течение года, розовой заливкой показана среднеквадратическое отклонение, а также суточный ход по разным кварталам для ГМО Тикси и станции Диксон. Как видно из графиков среднесуточный ход на обеих станциях наиболее близок к унитарной вариации с максимумом в 19 часов UTC в осенне-зимний период, а именно с октября по март. В период с июля по сентябрь на станциях наблюдается смещение данного максимума в район 21 часа, а также в данные месяцы наблюдается промежуточный максимум около 8-9 часов. Данные факты можно объяснить тем, что именно в этот период на данных станциях полностью отсутствует снежный покров и происходит прогревание верхних слоев грунта, что в свою очередь может приводить к появлению локальных факторов, влияющих на изменение параметра *E*.

Также стоит отметить, что в теплые месяцы наблюдаются более высокие значения *E*, минимальные значения выпадают на период с октября по март. Этот результат согласуется с

распределением *E*, представленным на рисунке 3 – в теплый период года мода распределения *E* равна 280 В/м, а в холодный – 240 В/м.

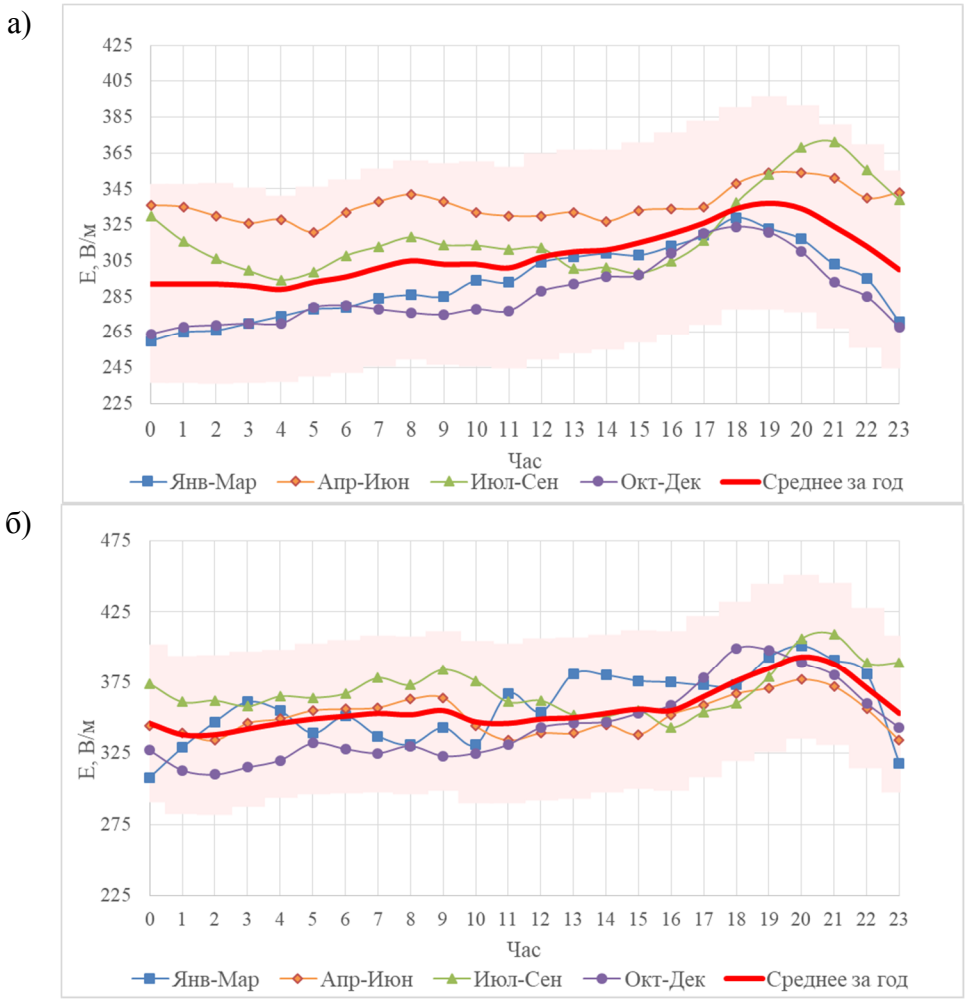


Рис. 4 - Суточный ход напряженности электрического поля атмосферы на станциях Тикси (а) и Диксон (б) по кварталам и среднее за год

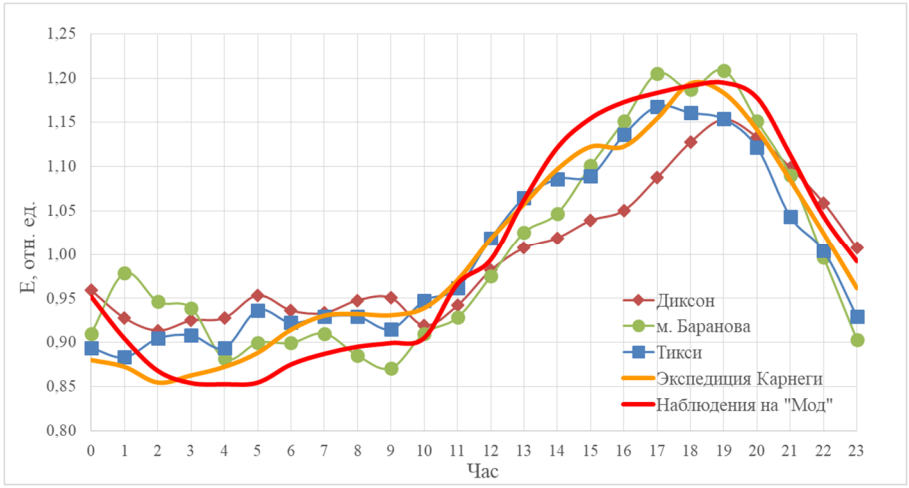


Рис. 5. - Суточный ход напряженности электрического поля атмосферы на ГМО Тикси, станциях Диксон и м. Баранова с октября по март в сравнение с унитарной суточной вариацией, полученной во время экспедиции Карнеги и наблюдениях на Мод. Данные приведены в относительных единицах

Отдельно был рассмотрен суточный ход в холодный период (с октября по март) по всем анализируемым станциям в сравнении с результатами, полученными в ходе экспедиции судна Карнеги и измерениями на Мод (рис. 5). Для удобства сравнения значения представлены в относительных единицах. На всех 3-х станциях суточный ход согласуется с представлениями об унитарной вариации. Наиболее выраженная унитарная вариация прослеживается на станции НИС «ЛБ мыс Баранова». Такое распределение возможно объясняется тем, что из всех представленных станций, мыс Баранова является самой северной (78,6 с.ш.), обособленной, поскольку находится на острове, а также наиболее отдалена от промышленных районов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основании результатов измерений электрических параметров в приземном слое атмосферы на анализируемых станциях получены характеристики изменчивости для различных погодных явлений.

Проведенные статистические исследования показали существование суточных циклических вариаций измеряемых параметров при условиях «хорошей погоды».

Полученные результаты будут полезны для дальнейших исследований, направленных на выявление возможных многолетних трендов в рядах данных, выявления второстепенных факторов, оказывающих воздействие на электрическое состояние приземного слоя атмосферы и выявления возможностей контроля состояния ионосферы используемыми методами.

Примечание

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ грант 17-05-00965_а.

Список используемых источников

1. *Зайнетдинов Б. Г., Попов И. Б., Соколенко Л. Г.* (2015). О результатах модернизации атмосферно-электрической сети станций Росгидромета // Материалы второй всероссийской конференции Глобальная электрическая цепь. – Ярославль, с. 114-115.

2. *Михайловский Ю. П., Попов И. Б., Стерхов П.Л.* (2012). Измерения напряженности электрического поля и полярных электрических проводимостей воздуха на станции Восток (Антарктида) // Сборник трудов II Всероссийской конференции по атмосферному электричеству. Том 2. – СПб, с. 33-34.

3. *Чалмерс Дж. А.* (1974). Атмосферное электричество. – Л.: Гидрометеоиздат. 424 с.

В.П. Закусилов,
кандидат географических наук;
Т.Н. Задорожная,
кандидат географических наук;
В.В. Макеева
ВУНЦ ВВС «ВВА имени профессора Н.Е.Жуковского и Ю.А.Гагарина», г. Воронеж

УТОЧНЕНИЕ ГЛОБАЛЬНОЙ СПРАВОЧНОЙ МОДЕЛИ АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ УЧЕТА ЦИРКУЛЯЦИОННЫХ ПРОЦЕССОВ В ТРОПОСФЕРЕ

В статье рассматривается возможность уточнения глобальной справочной модели атмосферы на основании учета макромасштабных циркуляционных процессов, развивающихся в тропосфере. Показаны принципы типизации макропроцессов, приведены типовые различия в значениях параметров метеовеличин. Представлена повторяемость типов и форм циркуляции для атлантико-евразийского сектора Северного полушария.

Ключевые слова: атмосфера, макромасштабная циркуляция, тропосфера, типизация макропроцессов, индекс циркуляции, глобальная модель.

ВВЕДЕНИЕ

При решении задач баллистического обеспечения ракетно-космической практики используется глобальная справочная модель атмосферы, состоящая из расчетных средних месячных значений параметров атмосферы в диапазоне от 0 до 100 км с детализацией по слоям (модели: 0-100 км, 0-30 км, приземная).

В качестве исходных данных при построении представленных моделей используются глобальные многолетние результаты аэрологических, ракетных и спутниковых измерений. Оценки используемых моделей достаточно различаются в зависимости от высоты, но в целом имеют удовлетворительные значения. Однако, на наш взгляд, при наличии достаточного объема архивных данных, есть пути некоторого уточнения их. Это связано с первичной обработкой исходного материала: сортировкой его, классификацией, а затем разработкой аналогичных уточняющих моделей.

Цель работы – показать возможность уточнения параметров модели для нижнего слоя атмосферы - тропосферы (примерно 0–10 км) Северного полушария в широтном диапазоне 30–70^0 с.ш. с учетом типов (форм) атмосферной циркуляции в атмосфере, продолжительность существования которых составляет примерно 5–7 дней.

ТИПИЗАЦИЯ МАКРОПРЦЕССОВ В ТРОПОСФЕРЕ

Тип макросиноптического процесса – это некоторая модель, в которой отражены общие основные черты определенной совокупности реально существующих макросиноптических процессов. Типизация позволяет показать, какие макропроцессы формируют среднюю многолетнюю картину атмосферной циркуляции и связанных с нею, аномалий распределения метеорологических параметров в тропосфере, в различных районах Земли.

В данном исследовании для учета характера атмосферной циркуляции рассматривается типизация атмосферных процессов, предложенная А.Л. Кацем [1,2], с помощью которой проведена типизация процессов, развивающихся в Северном полушарии, в широтной зоне 30-70^0 с.ш., в первом естественном синоптическом районе – в секторе 50^0 з.д.-80^0 в.д. По ней все процессы, с учетом интенсивности и направленности воздушного потока разделяются на зональные и меридиональные с использованием объективных показателей: индекса зональной J_3 и меридиональной J_M циркуляции, характеризующие удельный поток массы воздуха за единицу времени над рассматриваемым районом соответственно в меридиональном и широтном направлениях по формулам:

$$J_3 = \sum_{i=1}^{n} (\Delta H / \Delta\varphi)_i , \qquad J_M = \sum_{j=1}^{m} (\Delta H / \Delta\lambda \cos\varphi)_j , \qquad (1)$$

где ΔH – разность геопотенциала на границах зон выбранных *i-x* меридианов и на границах секторов выбранных *j-x* параллелей; $\Delta\lambda$ – ширина сектора в градусах долготы; $\Delta\varphi$ – ширина зоны в градусах широты; $k=1/\cos\varphi$ – множитель для перевода длины дуги в градусы на широте φ в длину дуги на экваторе.

Общий индекс циркуляции J, рассчитывается как отношение индексов меридиональной циркуляции к зональной и определяется по формуле:

$$J=J_М / J_З \qquad (2)$$

На основе климатических и статистических обработок установлено [3], что для макропроцессов синоптического масштаба критерием отнесения макропроцесса к зональному или меридиональному типу служит пороговое значение $J = 0{,}75$. В случае если значение $J \geq 0{,}75$ – процесс меридиональный, а при $J < 0{,}75$ – макропроцесс относится к зональному.

Ниже приводятся характерные черты типов, рассчитанных для атлантико-евразийского сектора Северного полушария.

ХАРАКТЕРИСТИКА ТИПОВ И ФОРМ АТМОСФЕРНОЙ ЦИРКУЛЯЦИИ

Характерные черты зонального типа циркуляции.

Особенностью является зональность барического поля, определяющее западно-восточное направление воздушного потока.

В холодную половину года зональные процессы вызывают повышение температуры воздуха (положительные отклонения от нормы составляют до 12-14°). Наибольших значений аномалии достигают в декабре и январе. Весной и осенью значение аномалии меньше (4-8°). Для месяцев теплого полугодия величина положительной аномалии значительно меньше и составляет лишь 2-3°.

При зональных процессах вся рассматриваемая территория находится в зоне нормального или избыточного увлажнения.

Характерные черты макропроцессов меридионального типа.

Меридиональная циркуляция однозначно не определяет географической локализации ложбин и гребней барического поля. При одной и той же интенсивности меридиональной циркуляции возможно противоположное расположение гребней и ложбин, а с ними связаны и противоположные характеристики метеорологических величин. В связи с этим меридиональные процессы разделяются на четыре формы циркуляции [1]: западную, центральную, восточную и смешанную.

Западная форма циркуляции.

При западной форме циркуляции высотный гребень располагается над Великобританией с осью, проходящей через нулевой меридиан. Сопряженная с ним ложбина ориентирована с районов Балканского полуострова на центральные районы Украины.

В связи с этим в холодную половину года почти вся Европа и западная Сибирь заняты отрицательной аномалией температуры со значениями до -6°С в очаге, расположенном над севером центральной части ЕТР. В средней Азии и на востоке ЕТР температура выше нормы. Наибольшие значения аномалий достигаются в центральных месяцах холодного полугодия. В теплую половину года процессы западной формы в общих чертах определяют тот же характер аномалии температуры, но интенсивность ее меньше, чем в холодном. Кроме того, северо-восточная периферия очага отрицательной аномалии ограничивается районом Приуралья, а в Западной Сибири появляется очаг положительной аномалии до +3 – +4°.

Центральная форма циркуляции.

В процессах центральной формы высотный гребень располагается над западными районами ЕТР и Скандинавией, летом – над центральными районами ЕТР.

С меридиональными процессами центральной формы связаны наиболее суровые зимы на юго-востоке ЕТР, Средней Азии и в Западной Сибири. В то же время на крайнем севере Евразийского континента и прилегающими к нему полярными морями температура оказывается выше обычной. В теплую половину года очаг отрицательной аномалии температуры располагается в районе Средней Азии. Это объясняется огромной трансформирующей ролью теплого континента, проявляющейся во всей толще тропосферы.

Восточная форма циркуляции.

Процессы этой формы в средней тропосфере характеризуются крайне восточным положением высотного гребня по отношению к западной и центральной формам. Поле температуры при данной форме характеризуется меридиональным чередованием отрицательных и положительных очагов аномалий.

В холодное полугодие полоса положительных аномалий расположена в зоне 10-50° в.д. с очагом над севером ЕТР. Отрицательные значения аномалии температуры отмечаются над Казахстаном, Средней Азией, югом Западной Сибири и Восточной Сибирью. Летом очаг положительных аномалий занимает центральную и восточную часть ЕТР и Западную Сибирь. В Западной Европе и Восточной Сибири преобладает отрицательная аномалия температуры.

В холодное полугодие процессы этой формы обусловливают на ЕТР наиболее значительный дефицит осадков. В теплую половину года северо-запад и север ЕТР находятся в зоне избыточного увлажнения.

Смешанная форма циркуляции.

Высотное барическое поле при смешанной форме характеризуется наличием двух гребней: один – над Европой, второй – над Западной Сибирью.

В холодный период года тыловые затоки холода усиливают над Западной Европой приземный гребень теплого Азорского антициклона. Это способствует тому, что очаг отрицательной аномалии температуры значительно ограничен и занимает лишь территорию центральной Европы и крайнего запада ЕТР. В летних процессах над Скандинавией смещаются циклоны, а на северо-востоке высотного гребня образуются приземные холодные антициклоны. Облачный покров в циклонах, холодные потоки в их тылу, создают в западной половине ЕТР и в центральной Европе в летних месяцах понижение температуры на 1–3°С относительно нормы.

На восточную половину ЕТР, наоборот, с юга циклонами выносится теплый воздух. В результате, на территории Западной Сибири, Казахстана и Средней Азии создаются повышенные (на 3–4°), по сравнению с нормой, температуры, которые сочетаются со значительным дефицитом осадков.

Характеризуя циркуляционные особенности в целом, следует отметить, что зональное состояние циркуляции, обусловленное главным образом, разностью температур между низкими и высокими широтами, характеризуется выносом относительно теплого влажного воздуха на Европейскую территорию.

Нарушение зональной циркуляции происходит за счет неоднородности подстилающей поверхности, а именно распределения материков и океанов. Особенно это хорошо прослеживается в холодное полугодие, когда наблюдается значительный контраст температур между сушей и морем, что способствует появлению локальных гребней и ложбин над рассматриваемым районом, а, следовательно, формированию меридиональных форм циркуляции и соответствующую смену воздушных масс.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате обработки архивных данных выявлено, что в холодном периоде, над ЕТР преобладают процессы меридионального типа циркуляции. Они составляют 53,5 %, на процессы зонального типа приходится 46,5 %. Аналогичная ситуация наблюдается и по отдельным месяцам (в декабре и январе преобладает меридиональная циркуляция - 55,5% и 56,1%, соответственно, на зональную приходится 45,5% и 43,9%, исключение составляет

ноябрь, где отмечается незначительное преобладание зонального типа циркуляции (50,7%), по сравнению, с меридиональным (49,3%)).

Анализ распределения форм меридионального типа циркуляции по месяцам холодного периода указывает на то, что несколько большую повторяемость имеет центральная форма циркуляции (16,8%), на остальные формы приходится примерно одинаковая повторяемость: восточная форма – 11,6%, западная – 12,1%, смешанная – 13,3%.

Таким образом, проведенный анализ характеристик зонального типа и форм меридионального типа циркуляции позволяет предположить о существовании особенностей в значениях метеорологических величин необходимых для оценки влияния параметров атмосферы при решении задач подготовки данных для обеспечения ракетно-космической практики. Учет данных особенностей в тропосфере позволит уточнить Глобальную справочную модель нижнего уровня.

Список использованных источников

1. *Кац А.Л.* Сезонные изменения общей циркуляции атмосферы и долгосрочные прогнозы. Л.: Гидрометеоиздат, 1960. 270 с.

2. *Кац А.Л.* Оценка возмущенности планетарной высотной фронтальной зоны умеренных широт над Северной Атлантикой.– Труды ВНИИГМИ–МЦД, 1977. Вып. 39.

3. *Погосян Х.П.* О влиянии тропосферных процессов на изменение поля температуры и циркуляции в стратосфере. – Метеорологические исследования, № 9. М.: Изд. Наука, 1965. С. 30-51.

В.Э. Иванов*
доктор технических наук;
А.В. Гусев*,
С.И. Кудинов*
кандидат технических наук;
О.В. Плохих*,
Н.В. Ширшов**
кандидат физико-математических наук
*ФГАОУ ВПО «Уральский федеральный университет имени первого Президента России Б.Н. Ельцина» (УрФУ), г. Екатеринбург
**ФГУП «Центр эксплуатации объектов наземной космической инфраструктуры» (ЦЭНКИ), г. Москва.

ПРИМЕНЕНИЕ МОНОИМПУЛЬСНОГО МЕТОДА ДЛЯ ОПРЕДЕЛЕНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННЫХ КООРДИНАТ РАДИОЗОНДА

В работе обсуждается метод измерения пространственных координат аэрологического радиозонда снабженного сверхрегенеративным приемопередатчиком на основе применения моноимпульсной радиолокационной станции. Показано, что использование информации об амплитуде и фазе ответных радиоимпульсов сверхрегенеративного приемопередатчика на запросный сигнал РЛС позволяет точнее измерять наклонную дальность, мгновенную скорость движения и угловые координаты радиозонда.

Ключевые слова: система аэрологического радиозондирования атмосферы, моноимпульсная радиолокационная станция, аэрологический радиозонд, сверхрегенеративный приемопередатчик, амплитудный детектор, фазовый детектор.

ВВЕДЕНИЕ

Особенностью отечественных систем радиозондирования атмосферы (СР) является применение в составе аэрологических радиозондов (АРЗ) сверхрегенеративных приемопередатчиков (СПП), обеспечивающих передачу телеметрической информации, измерение угловых координат и наклонной дальности до АРЗ радиоимпульсным методом на одной несущей частоте [1-2]. В настоящее время требования к точности и надежности СР непрерывно повышаются [3]. Проведенные исследования показали, что когерентный запросный сигнал РЛС формирует в канале дальности активный ответный сигнал в виде короткой паузы и синхронизирует фазу ответных радиоимпульсов СПП. Это позволяет использовать информацию о фазе квазикогерентных радиоимпульсов СПП для обнаружения ответного сигнала, определения мгновенной скорости движения радиозонда за счет эффекта Доплера и повысить точность определения угловых координат на основе применения моноимпульсной РЛС [3-4]. Важным требованием, предъявляемым к перспективным СР является высокая точность измерения высоты подъема радиозонда. Возможность приема когерентных ответных радиоимпульсов СПП позволяет построить систему измерения угловых координат на моноимпульсном принципе, который, как известно, позволяет в 1,5-2 раза повысить точность определения угловых координат радиозонда и на 2-3дБ повысить уровень потенциала радиоканала в сравнении с методом равносигнальной зоны.

МЕХАНИЗМ ФОРМИРОВАНИЯ ОТВЕТНОГО СИГНАЛА СПП

На рис. 1 изображен вид ответного сигнала СПП на импульсный когерентный сигнал РЛС на выходе амплитудного и фазового детектора РЛС. На выходе амплитудного детектора приемного устройства РЛС радиоимпульсы СПП $U_{вых}$ воспринимаются в виде несинхронизированного потока с энергией $\Delta E_{ср}$. Запросные радиоимпульсы $U_{зс}$ рис.1, (а)) аэрологического радиолокатора вызывают за счет сверхрегенеративного эффекта усиления изменение структуры радиоимпульсов $U_{вых}$ (рис.1, (б)) выражающееся в появлении энергетического максимума в течение интервала $\tau_{пр}$ - первичной реакции ΔE_1.

За счет энергии первичной реакции ΔE_1 в течение интервала $\tau_{пр}$ инерционная цепь автосмещения СВЧ автогенератора СПП вызывает вторичную реакцию ΔE_2 в виде энергетического минимума - «паузы» $\tau_{оп}$ и третичную реакцию в виде приращения энергии ΔE_3. Временная задержка $\tau_з$ от момента формирования запросного сигнала $U_{зс}$ до вторичной реакции $\tau_{пр}$ позволяет определить наклонную дальность до АРЗ. Ответная пауза формируется при мощности запросного сигнала на 15–20 дБ превышающей мощность собственных флуктуационных шумов СПП, устойчиво наблюдается в течение полета АРЗ на выходе приемного устройства РЛС. Реальная чувствительность СПП в режиме ответной паузы составляет величину порядка минус 85 - 90 дБ/Вт. Дальнейшее повышение чувствительности ограничивается флуктуациями переднего фронта радиоимпульсов СПП. Этот метод измерения наклонной дальности и теория СПП с вторичной реакцией в современной интерпретации подробно рассмотрены в работе [2]. За счет обработки фазовой информации в ответном сигнале возможно извлечение дополнительной информации и обеспечить повышение чувствительности СПП до минус 115-120 дБ/Вт [4].

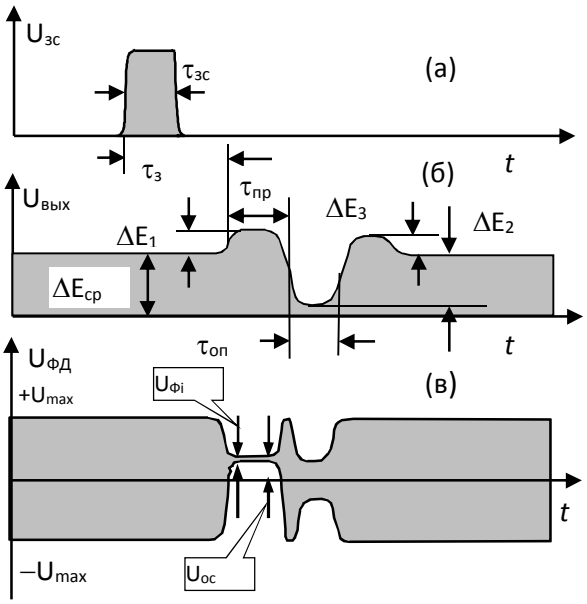


Рис.1. Формирование ответного сигнала СПП: (а) - огибающая запросных радиоимпульсов РЛС; (б) - ответный сигнал СПП на выходе амплитудного детектора РЛС; (в) - ответный сигнал

Необходимо пояснить механизм синхронизации фазы ответных радиоимпульсов запросным сигналом. При поступлении запросного сигнала в контур СПП в течение приемного интервала суммарный процесс смеси сигнала и шума будет описываться случайной функцией, которую, можно представить в виде:

$$\eta(t) = E(t)\cos[\omega_0 t - \varphi(t)], \quad (1)$$

где $E(t), \varphi(t)$ - огибающая и фаза случайного процесса суммы сигнала и шума.

Известно, что одномерная функция распределения огибающей узкополосного нормального процесса (1) совпадает с обобщенным законом распределения Релея - Райса:

$$W_1(E,t) = \frac{E(t)}{\sigma^2}\exp\left[-\frac{E^2(t)+U_0{}^2}{2\sigma^2}\right] I_0\left[\frac{E(t)\,U_0}{\sigma^2}\right], \quad (2)$$

где σ – среднеквадратичное значение флуктуационного шума в течение приемного интервала; $I_0\left[\frac{E(t)\,U_0}{\sigma^2}\right]$ - функция Бесселя нулевого порядка.

Следует подчеркнуть, что распределение (2) зависит только от амплитуды и не зависит от фазы процесса. Функция распределения фазы процесса при $|\varphi - \varphi_0| \le \pi$ имеет вид:

$$W(\varphi) = \frac{1}{2\pi}\exp\left(-\frac{s^2}{2\sigma}\right)\left\{1 + s\sqrt{2\pi}\cos(\varphi-\varphi_0)\,F[s\cos(\varphi-\varphi_0)]\exp[\sin^2(\varphi-\varphi_0)]\right\}, \quad (3)$$

где $s = U_0/\sigma$ - отношение амплитуды сигнала к среднеквадратичному значению шума в контуре;

$F[s\cos(\varphi-\varphi_0)] = \frac{1}{\sqrt{2\pi}}\int_{-\infty}^{s\cos(\varphi-\varphi_0)}\exp\left(-\frac{t^2}{2}\right)dt$ - интеграл вероятности; практически можно принять $\varphi_0 = 0$. Функция распределения фазы (3) зависит как от огибающей U_0, так и от фазы φ детерминированной составляющей процесса.

Когда сигнал отсутствует (s = 0), то $W(\varphi)=1/(2\pi)$, что соответствует равномерному распределению фазы узкополосного стационарного нормального случайного процесса, при этом огибающая и фаза статистически независимы. Поэтому спектр радиоимпульсов СПП при отсутствии внешнего сигнала сплошной.

Однако при воздействии внешнего сигнала уже при уровнях $s > 3$ для небольших отклонений фазы $|\varphi| \le \pi / 2$ распределение стремится к нормальному закону:

$$W(\varphi) = \frac{s}{\sqrt{2\pi}} \exp\left(-\frac{s^2 \varphi^2}{2}\right), \text{ при } \sigma^2_\varphi = \frac{1}{s^2} = \frac{\sigma^2}{U_0^2}: \quad (4)$$

Из анализа представленных зависимостей (3), (4) видно, что уже при s ≥ 3 в линейной системе дисперсия плотности распределения фазы на приемном интервале СПП уменьшается. Можно показать с учетом приведенных зависимостей, что при любом законе распределения начальной фазы колебаний в момент запуска плотность распределения фазы автогенератора СПП в стационарном режиме стремится к определенному состоянию. В СВЧ-автогенераторе переходной режим не является изохронным, поскольку происходит изменение частоты и фазы автоколебаний вследствие зависимости параметров активного элемента от амплитуды колебаний. Однако при многократном запуске СПП траектория переходного процесса существенно не изменяется, поэтому плотность распределения фазы в стационарном режиме будет практически полностью связана с законом распределения фазы в приемном режиме. При отношении сигнал/шум s > 3 в приемном режиме СПП функция плотности распределения фазы ответных радиоимпульсов стремится к дельта-функции. В этом случае спектр радиоимпульсов СПП $G_{спп}$ содержит флуктуационную $U_ш$ и дискретные $U_д$ спектральные составляющие (рис. 2). Дискретные составляющие спектра СПП определяются частотой повторения радиоимпульсов (суперизации) F_c приемопередатчика радиозонда. Следует подчеркнуть, что они оказываются связанными со спектральными составляющими запросных радиоимпульсов РЛС. Радиальная скорость движения АРЗ определяется по частоте изменения уровня ответного сигнала фазового детектора РЛС.

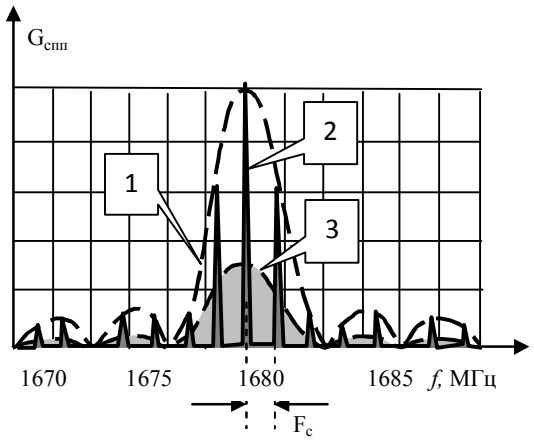


Рис. 2.Спектр радиоимпульсов СПП:

1 – огибающая спектра излучения СПП;

2 – амплитуда дискретной спектральной составляющей $U_д$; 3 – уровень флуктуационной составляющей спектра $U_ш$.

МЕТОД ОБРАБОТКИ ОТВЕТНОГО СИГНАЛА ПО ДАЛЬНОСТИ

На рис.1, (в) показана огибающая потока видеоимпульсов на выходе фазового детектора (ФД) РЛС $U_{ФД}$. При поступлении ответных радиоимпульсов на выходе ФД РЛС формируется ответный сигнал $U_{ос}$. Условно уровень сигнала $U_{ос}$ на выходе ФД показан для фиксированного расстояния до АРЗ. Изменение расстояния между радиозондом РЛС приводит к периодическому изменению уровня ответного сигнала $U_{ос}$ на выходе ФД в пределах полного размаха разнополярных импульсов от $+U_{max}$ до $-U_{max}$. с частотой Допплера $F_д$. Ширина линии ответного сигнала $U_{Фi}$ пропорциональна флуктуациям фазы в течение действия запросного сигнала. Она увеличивается при уменьшении уровня запросного сигнала вплоть до полной потери в шумах и наоборот.

Метод обработки ответного сигнала СПП радиозонда заключается в объединении информации поступающей с выхода амплитудного и фазового детекторов и подачи

суммарного ответного сигнала на вход следящей системы измерения дальности. В канале дальности РЛС вырабатываются стробирующие импульсы, совпадающие по форме и времени с суммарным ответным сигналом. Корреляционная обработка обеспечивает точное автосопровождение ответного сигнала радиозонда по дальности. При этом обеспечивается возможность определения мгновенной скорости путем измерения частоты изменения уровня ответного сигнала $U_{ос}$ на выходе ФД за счет эффекта Доплера.

МОНОИМПУЛЬСНЫЙ МЕТОД ИЗМЕРЕНИЯ УГЛОВЫХ КООРДИНАТ

Рассмотренный выше вариант построения канала дальности на основе приема когерентных радиоимпульсов СПП позволяет принципиально использовать их фазу для формирования сигнала отклонения от равносигнального направления с помощью, например, фазового суммарно-разностного углового дискриминатора.

На рис.13 приведена структурная схема моноимпульсной РЛС (одного углового канала) построенной на основе фазового суммарно-разностного углового дискриминатора и канала измерения дальности на основе когерентного импульсно-допплеровского метода. Измерение угловых координат основано на сравнении фаз колебаний, принятых антеннами, построенными, например, на основе фазированных антенных решеток (ФАР) А1 и А2, фазовые центры которых разнесены на величину базы *d*. Суммарный U_{Σ} и разностный U_{Δ} сигналы формируются в суммарно-разностном тракте (СРТ). Далее они поступают на входы приемных устройств суммарного и разностного каналов. Уравнение, описывающее отклонение антенны по углу от равносигнального направления имеет вид

$$\Delta\varepsilon = 2\mathrm{Re}(-jZ_c Z_p^*) / Z_c^2 , \qquad (5)$$

где Z_c, Z_p^* - сигналы на выходах УПЧ суммарного (УПЧ-1) и разностного (УПЧ-2) каналов. Множитель j учитывается введением в схему обработки фазовращателя ($\pi / 2$).

Вычисление реальной части произведения комплексно-сопряженных амплитуд Z_c, Z_p^* осуществляется в фазовом детекторе (ФД-2). Операция деления обеспечивается введением автоматической регулировки усиления (АРУ) по суммарному каналу (УПЧ-1) и использованием ее для регулировки усиления в канале разностного сигнала (УПЧ-2).

Ответный сигнал СПП формируется на выходе ФД-1 и поступает на вход следящей системы измерения дальности, которая вырабатывает стробирующие импульсы, совпадающие по времени с ответным сигналом СПП. Стробирующие импульсы обеспечивают поступление на первый вход детектора сигнала ошибки угла ФД-2 ответных когерентных радиоимпульсов СПП. На второй вход поступает разностный сигнал с выхода фазовращателя ($\pi / 2$). Амплитуда разнополярных видеоимпульсов на выходе ФД-2 пропорциональна величине угловой ошибки $\Delta\varepsilon$, а знак определяет направление рассогласования пеленга. Далее видеоимпульсы поступают на вход системы управления приводами антенны и обеспечивают ее наведение на равносигнальное направление. В процессе исследований был разработан лабораторный макет моноимпульсного радиолокатора с ответчиком, построенным на базе серийного СПП. Ширина диаграммы направленности микрополосковой антенны установки с апертурой 1,4м составляла θ = 6,5 град. При экспериментальных исследованиях ответный сигнал по дальности и углу пеленга наблюдался на экране осциллографа. При проведении натурных исследований радиозонд (СПП) размещался на расстоянии 300м от антенны. При мощности запросного сигнала $P_{зс}$ = минус 40 - 45дБ/Вт наблюдался ответный сигнал по дальности (см.рис.1, а, б). При повороте антенны по углу места на выходе ФД - 2 формировался накопленный сигнал пеленга радиозонда в пределах амплитуд видеоимпульсов $U_{ФД}$ (рис.1, в). Результаты измерений подтверждают совпадение с расчетными параметрами пеленгационной характеристики установки.

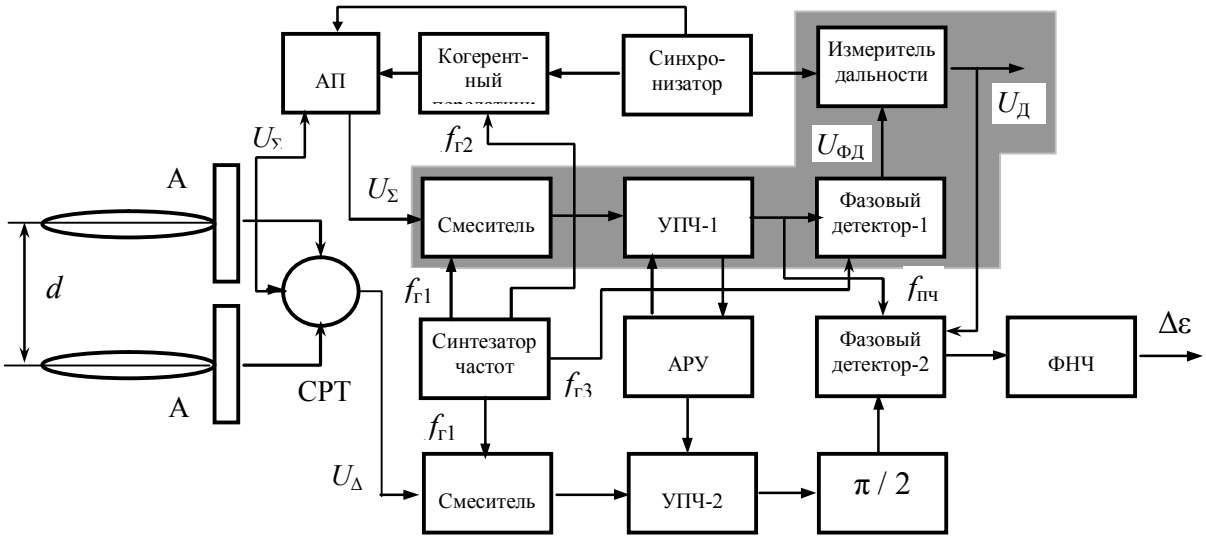


Рис.3. Структурная схема моноимпульсной РЛС: условно показан один угловой канал (Δε); затемненная часть структурной схемы включает канал измерения дальности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование совместной информации об амплитуде и фазе квазикогерентных ответных радиоимпульсов СПП позволяет повысить надежность обнаружения и точность автосопровождения суммарного ответного сигнала АРЗ в канале дальности аэрологического радиолокатора.

Обработка ответного сигнала на выходе ФД приемного устройства радиолокатора дает возможность определять за счет эффекта Допплера мгновенную скорость движения АРЗ.

Применение моноимпульсного метода позволяет повысить точность и надежность измерения угловых координат и определения высоты подъема радиозонда в полете.

Список используемых источников

1. Современное состояние и перспективы развития систем радиозондирования атмосферы в России / *В.Э. Иванов, А.В. Гусев, К.А. Игнатков, С.И. Кудинов, И.В. Малыгин, В.Я. Носков, О.В. Плохих, В.В. Рысев, О.А. Черных* // Успехи современной радиоэлектроники. 2015. № 9. С. 3-49.

2. *Иванов В.Э., Фридзон М.Б., Ессяк С.П.* Радиозондирование атмосферы. Технические и метрологические аспекты разработки и использования радиозондовых измерительных средств / Под общей редакцией В.Э. Иванова. Екатеринбург. УрО РАН. 2004. 596 с. ISBN 5-7691-1513-0.

3. Направления развития отечественных систем радиозондирования атмосферы военного и гражданского назначения / О.В. Плохих, А.В. Гусев, С.И.Кудинов, Н.В. Ширшов, В.Э. Иванов // Труды ВКА имени А.Ф.Можайского. Выпуск 653. IV Всероссийская научная конференция «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды»: – СПб.: ВКА имени А.Ф. Можайского, 2016. С.155-159.

4. *Иванов В.Э., Кудинов С.И.* Исследование канала дальности когерентной РЛС с бортовым сверхрегенеративным ответчиком // 22-я Междунар. Крымская конференция «СВЧ-техника и телекоммуникационные технологии» Севастополь, 10-14 сентября 2012 г.: материалы конф. в 2 т. Севастополь: Вебер, 2012. С. 905-906.

5. *Иванов В.Э.* Исследование импульсно-фазового метода формирования и приема ответного сигнала сверхрегенеративного приемопередатчика // Радиовысотометрия – 2004: Труды Первой Всероссийской научно-технической конференции. Екатеринбург: Изд-во АМБ, 2004. С. 59-64.

М.Ю. Ильин*;
В.С. Ковалев*;
М.А. Коняев**,
кандидат технический наук, доцент
* АО «Лазерные системы», г. Санкт-Петербург
** БГТУ «ВОЕНМЕХ» им. Д.Ф. Устинова, г. Санкт-Петербург

СРАВНИТЕЛЬНЫЙ АНАЛИЗ ПРОФИЛЯ ВЕТРА, ИЗМЕРЕННОГО МЕТОДОМ АЭРОЛОГИЧЕСКОГО И ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Описан метод расчета и сравнения профилей ветра аэрологического и дистанционного зондирования с помощью среднего ветра. Продемонстрировано экспериментальное подтверждение метода сравнения по значениям среднего ветра. Описан метод сравнения профилей ветра аэрологического и дистанционного зондирования по каждому измерению параметров ветра по высоте. Продемонстрировано экспериментальное подтверждение метода сравнения по значениям каждого измерения параметров ветра.

Ключевые слова: радиозонд, аэрозондирование, доплеровский ветровой лидар.

ВВЕДЕНИЕ

Получение информации о вертикальном распределении метеорологических элементов в свободной атмосфере с помощью выпуска радиозондов апробированный временем способ измерения метеопараметров. Профиль скорости и направления ветра единственный параметр, измеряемый непосредственно не аэрозондом, а дополнительными подсистемами, такими как специальная радиолокационной станцией (РЛС), которая облучает зонд радиоимпульсом, в ответ на что генерируется ответный сигнал, который улавливается РЛС или приемник GPS данных [1], установленный в месте пуска зонда и на шаре-зонде. По угловым координатам и запаздыванию отправленного и полученного сигналов определяется положение шара в пространстве, а при дифференцировании пространственных параметров во времени вычисляется вектор горизонтальной скорости движения шара.

В последнее время в дополнение к шаропилотному способу зондирования атмосферы применяют ветровые дистанционные профилометры [2]. Несмотря на очевидный [3] недостаток всепогодности измерений высотного профиля, такие системы находят свое применение в задачах [4], где быстрота измерения становится важнее сплошного профиля измерения параметров ветра на всем диапазоне исследуемых высот. Особый интерес представляют задачи, в которых требуется максимальная информативность и оперативность измерений одновременно. Качественное сравнение параметров профиля ветра аэрологического и дистанционного зондирования является первым препятствием при одновременном использовании этих систем. Поэтому важно выработать методологию сравнения и взаимного дополнения данных, полученных с помощью аэрологического и дистанционного способа зондирования атмосферы.

Стоит отметить следующие принципиальные отличия в подходе измерения профиля ветра в случае аэрозондирования и дистанционного зондирования:

- Масштаб измерений. Аэрозондирование – вычисления профиля скорости проходит вдоль траектории полета шара и носит точечный характер в каждом слое. Лидар – измерения под фиксированным углом места при круговом сканировании в азимутальной плоскости. Чем выше слой, тем больше горизонтальная площадь осреднения значений скорости ветра.
- Время измерений. Аэрозондирование – вычисление скорости ветра происходит одномоментно в каждом слое. Лидар – измерение на всех доступных слоях одновременно, исключение составляют слои атмосферы с низкой концентрацией рассеивающих частиц.
- Способ измерений. Аэрозондирование – дифференцирование координат перемещения по времени обновления информации. Лидар – измерения доплеровского сдвига лазерного излучения рассеянного от слоя атмосферы.

- Интерпретация данных о ветре. Аэрозондирование – восприимчивость к кинетической энергию воздушного потока (парусность) надувным шаром. Лидар – получение информации о доплеровском сдвиге путем рассеяния на аэрозольных частицах (0,5-100 мкм), переносимых ветром.

Данные отличия затрудняют фундаментальное описание сравнения данных, несмотря на единый результат измерений.

МЕТОД СРАВНЕНИЯ ПО СРЕДНЕМУ ВЕТРУ

В случае сравнения параметров, когда высотный шаг профиля ветра дистанционного способа зондирования не соответствует аэрологическому способу зондированию можно воспользоваться методом определения среднего ветра. Определение среднего ветра часто используется в баллистики, когда замена профиля ветра на результирующий вектор скорости ветра в определенном слое высотой h не влияет на конечный результат, в котором используются параметры атмосферы. Средний ветер позволяет, не прибегая к интерполированию точек между двумя измеренными значениями, вычислить такой ветер, который будучи одинаковым на всех высотах, мог быть эквивалентным по силе и направлению с действительным ветром, неодинаковый на различных высотах.

Для определения среднего ветра необходимо воспользоваться формулами:

$$V_x = \frac{\sum_i^n (H_i - H_{i+1}) V_{x_{i+1}}}{H_n}$$

$$V_y = \frac{\sum_i^n (H_i - H_{i+1}) V_{y_{i+1}}}{H_n}$$

$$V = \sqrt{V_x^2 + V_y^2}$$

$$\theta_v = arctg \frac{V_y}{V_x} \pm 180°$$

где, H_i – нижняя граница высоты i-го слоя, , H_{i+1} – верхняя граница высоты i-го слоя, H_n - геометрическая высота всех слоев, $V_{x_{i+1}}$ – проекция скорости ветра в i-го слое вдоль направления Север-Юг, $V_{y_{i+1}}$ – – проекция скорости ветра в i-го слое вдоль направления Запад-Восток, V_x – средняя скорость ветра вдоль направления Север-Юг, V_y – средняя скорость ветра вдоль направления Запад-Восток, V – средняя скорость, θ_v – среднее направление ветра.

Воспользовавшись методом расчета среднего ветра можно сравнить значение среднего ветра вычисленного от профиля ветра, измеренного с помощью радиозонда и среднего ветра вычисленного от профиля ветра, измеренного с помощью дистанционного зондирования.

Для экспериментального сравнения профиля ветра были выбраны ясные дни в период с август по октябрь 2016 года. Измерения проводились на территории метеорологической станции п. Воейково в Ленинградской области, синоптический индекс станции 26063. Сравнение скоростей ветра по данным зонда и импульсного ветрового лидара (ПЛВ-2000) проводились на высотах до 3 км. Характеристики ПЛВ-2000 и шара-зонда указаны в таблице 1.

Таблица 1

Технические характеристики ПЛВ-2000 и шара-зонда

	ПЛВ-2000	Шар-зонд
Диапазон определения направления ветра, град	0-360	0-360
Погрешность определения направления ветра, град	5	10
Диапазон определения скорости ветра, м/с	0-45	0-60
Погрешность определения скорости ветра, м/с	0,5	5
Пространственное разрешение, м	60	70-700

Время измерения до высот 3 км, мин	0,3-5	10

Учитывая среднюю скорость подъема зонда равную 5 м/с и необходимую достижимую высоту в 3 км, время измерения составляло 10 минут. Для подтверждения метода измерения среднего ветра, описанного выше, время одного сканирования ПЛВ-2000 составило 10 минут (накопление измерений в одном луче - 2 с, азимутальный шаг 1,2 градуса). Сравнивался средний ветер, вычисленный по данным с радиозонда и три значения среднего ветра от данных ПЛВ-2000: за 10 минут до запуска зонда, во время запуска зонда и через 10 минут после запуска зонда.

На рисунке 1 изображены графики сравнения скоростей и направлений ветра в одном сеансе эксперимента.

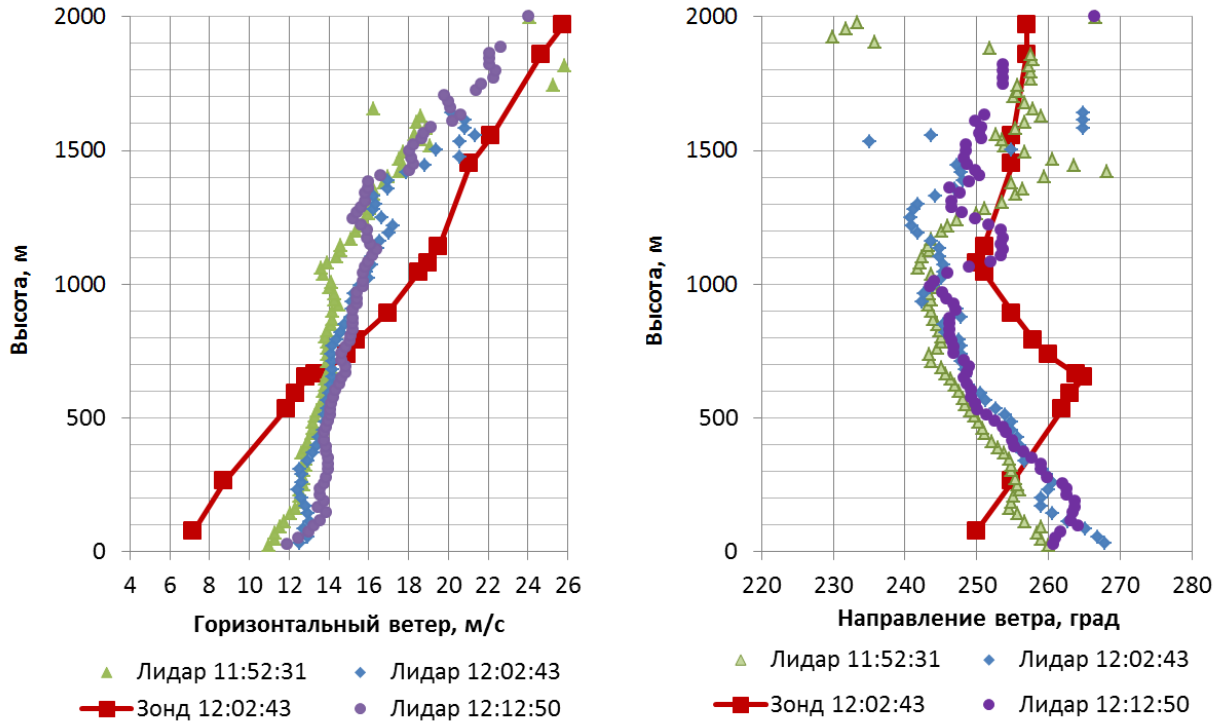


Рис. 1. Данные сравнения аэрологии метеорологической станции «Воейково» и ПЛВ-2000 5 августа 2016 г.

По данным с графика видно совпадение скоростей и направлений ветра. Принимая во внимание условия, что средняя погрешность зонда составляет 5 м/с и лидара 0,5 м/с, а погрешностью направления ветра зонда составляет 10 град, лидара – 5 град, данные коррелируют с высокой точностью.

Существенных отличий в показаниях профиля ветра, измеренного с помощью дистанционного способа в разные промежутки времени относительно пуска зонда не наблюдалось.

На рисунке 2 представлен график сравнения средних скорости ветра (слой 0-3км) за все время эксперимента. Как видно из графика корреляция среднего ветра достаточно высокая и ошибка определения среднего ветра меньше, за редким исключением, чем сумма заявленных погрешностей измерения.

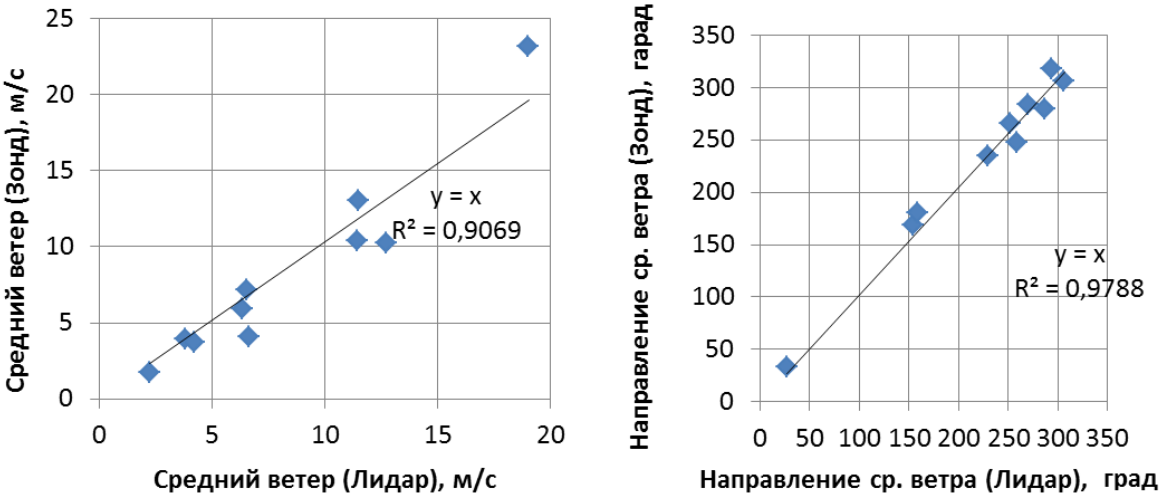


Рис. 2. Корреляция скорости и направления среднего ветра за 10 сеансов эксперимента.

СРАВНЕНИЕ ПАРМЕТРОВ ВЕТРА В КАЖОДМ ВЫСОТНОМ СЛОЕ АТМОСФЕРЫ

Вторым способом сравнения данных о профиле ветра может являться прямое сравнение параметров ветра измеренного в каждом слое атмосферы. Данный подход легко использовать, когда пространственное разрешение профилей ветра в обоих случаях совпадает или пересекается больше чем на половину пространственного окна. Как и в первом методе, запуск зонда происходил в непосредственной близости к дистанционному ветровому профилометру. Измерения профиля ветра с помощью Лидара начинались одновременно с пуском зонда и продолжались до того момента, когда зонд не достигнет высоты равной 3 км. После чего профиль ветра усреднялся за все время измерения.

Для экспериментального сравнения профиля ветра были выбраны ясные дни в июле 2017 года. Измерения проводились в Сеуле на трех разных ПЛВ-2000 в течении 2 дней с частотой пусков зонда два раза в день. Сравнение скоростей ветра по данным зонда RSG-20A с приемной GPS станции GL-5000P и импульсного ветрового лидара (ПЛВ-2000) проводились на высотах до 3 км. Характеристики ПЛВ-2000 и RSG-20A указаны в таблице 2.

Таблица 2

Технические характеристики ПЛВ-2000 и GL-5000P / RSG-20A

	ПЛВ-2000	GL-5000P / RSG-20A
Диапазон определения направления ветра, град	0-360	0-360
Погрешность определения направления ветра, град	5	5
Диапазон определения скорости ветра, м/с	0-45	0-200
Погрешность определения скорости ветра, м/с	0,5	1
Пространственное разрешение, м	40	5
Время измерения до высот 3 км, мин	0,3-5	10
Обновление информации, с	20	1

На рисунке 3 приведен пример сравнения профиля ветра по компоненте Vy Лидара и GPS зонда.

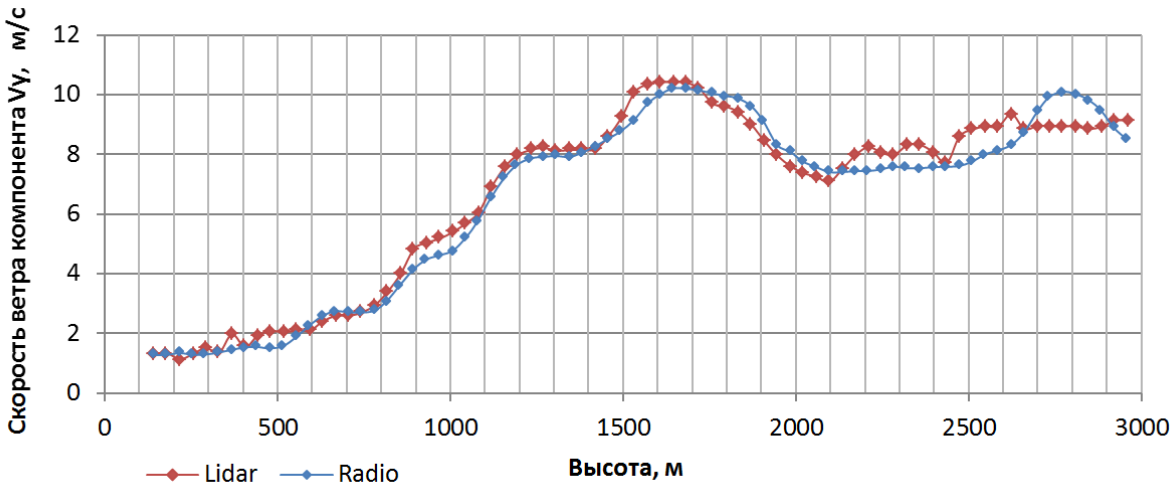


Рис. 3. Пример сравнения профиля скорости (компонента Vy) от лидара и GPS зонда.

Вычисление корреляции проводилось методом Пирсона с оценкой ошибки коэффициента корреляции. По результатам более 800 независимых измерений по высотам на трех разных ПЛВ-2000 в течении 12 сеансов пуска GPS зонда корреляция показаний скорости ветра по компоненте Vx составила 0,91 а по компоненте Vy 0,97. Среднее значение коэффициента корреляции составило 0,95 с ошибкой коэффициента корреляции 1,15 %. Разброс значений скорости ветра по двум координатам не превышает 1 м/с. На рисунке 4 продемонстрирована зависимость скорости ветра по двум компонентам Лидара и GPS зонда.

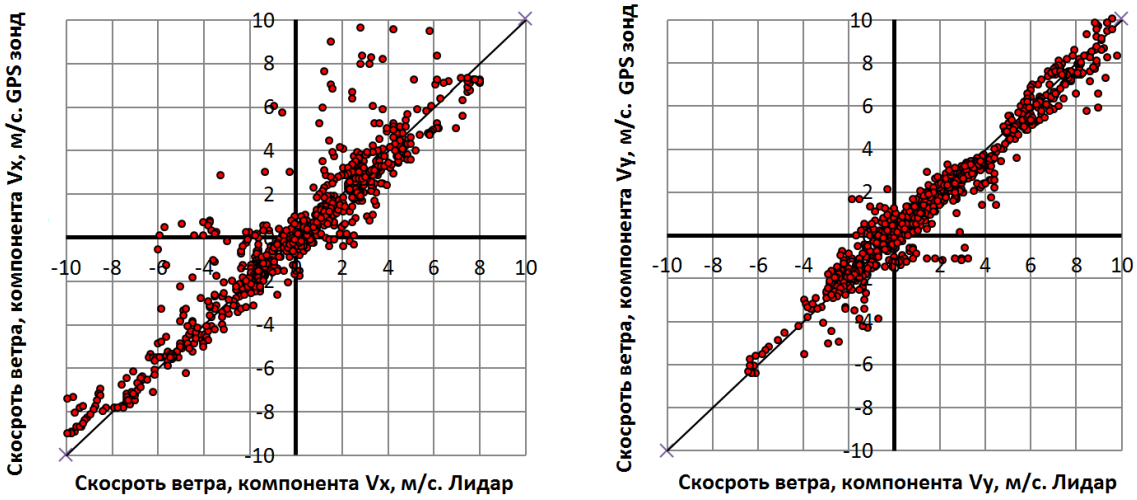


Рис. 4. Корреляция скорости ветра от лидара и GPS зонда. Выборка из 800 измерений на разных высотах.

Меньшая степень корреляции измерений для компоненты скорости Vx, по нашему мнению, связана с выбросами в измерениях GPS зонда по этой оси. Причина этих выбросов, является ошибки в аппаратной части зонда. В случае фильтрации ошибочных данных, степень корреляции приближается к компоненте Vy.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Описан метод расчета и сравнения профилей ветра аэрологического и дистанционного зондирования с помощью среднего ветра.
2. Продемонстрировано экспериментальное подтверждение метода сравнения по значениям среднего ветра.
3. Описан метод сравнения профилей ветра аэрологического и дистанционного зондирования по каждому измерению параметров ветра по высоте.

4. Продемонстрировано экспериментальное подтверждение метода сравнения по значениям каждого измерения параметров ветра с высокой степенью корреляции измерений.

Список используемых источников

11. J. Nash , T. Oakley, H. Vömel, LI Wei «WMO intercomparison of high quality radiosonde systems» // Instruments and observing methods report No. 107, Yangjiang. – 2010. – 248 p.

12. Горелик А. Г. Радиолокационная метеорология и перспективы ее развития. Доклад на III Всероссийской конференции “Радилокация и радиосвязь” - ИРЭ РАН, 2009 г.

13. Щукин Г.Г., Борейшо А.С., Жуков В.Ю., Ильин М.Ю., Коняев М.А., Стерлядкин В.В., Горелик А.Г. Лидарно-радиолокационный комплекс для определения профиля ветра в пограничном слое атмосферы.// Труды XXIX Всероссийского симпозиума «Радиолокационное исследование природных сред», С-Пб, 2015. с. 88-93.

14. Савин А.В., Коняев М.А. Допплеровские метеолидары для систем обеспечения вихревой безопасности полетов // Метеоспектр. 2008. № 1. С. 147–152.

А.Х. Кагермазов
ФГБУ Высокогорный геофизический институт, г.Нальчик

МЕТОДОЛОГИЯ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ОПАСНЫХ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЙ, ОСНОВАННЫХ НА «ЦИФРОВОЙ АТМОСФЕРЕ»

Излагаются основные положения новой методологии по разработке методов исследования опасных метеорологических процессов и явлений на основе «Цифровой атмосферы». Проведена оценка успешности методов прогноза града, разработанных в рамках предлагаемого подхода.

Ключевые слова: цифровая атмосфера, статистическое моделирование, опасные конвективные явления, прогноз.

ВВЕДЕНИЕ

Интенсивное развитие вычислительных средств, информационных технологий (Интернет) и, как следствие, оперативная доступность результатов прогнозирования параметров атмосферы на основе глобальных моделей создали условия для появления нового инструмента исследования, определяемого нами термином **«Цифровая атмосфера».**

Цифровая атмосфера это численное (виртуальное) представление атмосферы Земли по всем измеряемым и рассчитываемым параметрам, представленным в узлах (точках) регулярной многослойной сетки ее гидротермодинамической модели, охватывающий весь земной шар, в результате объективного анализа и предвычисления будущих состояний.

Обладая принципиально новой информационной базой, цифровая атмосфера открывает ранее недоступные возможности по разработке новых методов и методологии исследования опасных метеорологических процессов и явлений, а также их прогноза.

В оперативных прогностических подразделениях для прогноза опасных явлений и элементов погоды (град, гроза, шквал и др.) по-прежнему основным остается синоптико - статистический метод, качество которого в большой степени зависит от квалификации и опыта синоптика. Метеорологическое обеспечение различных отраслей экономики и жизнедеятельности людей нуждается в разработке новых объективизированных компьютерных прогнозов, «подключения» синоптика к «Цифровой атмосфере».

Глобальная модель атмосферы высокого пространственного разрешения GFS NCEP (**Global Forecast System** National Centers for Environmental Prediction) – основа Цифровой атмосферы.

В данной работе преследовалась цель - показать работоспособность физико-статистических методов прогноза града, разработанных в рамках предлагаемой методологии исследования опасных метеорологических процессов и явлений на основе «цифровой атмосферы».

Разработанный подход хорошо иллюстрируется схемой на рис. 1., на которой концепции «идеального» PP-прогноза и прогноза по выходным данным Глобальной модели атмосферы (MOS) очерчены точечной и пунктирными линиями соответственно. Кроме того на схеме (в правой части) приведены способы расчета моделей конвективных облаков разной размерности с использованием как начальных данных по фактическим измерениям (радиозонд), так и новая идея использовать для этого выходные данные Глобальной модели. В этом случае начальные условия можно задавать в значительно более детализированном виде.

Концепция PP (Perfect Prognoses) предполагает получение устойчивых оценок диагностических связей между рассматриваемыми элементами или явлениями погоды и значениями ряда характеристик атмосферы, определяемыми по **фактическим** данным на архивном материале. Выявленные диагностические соотношения, в данном случае в виде дискриминантной функции, переносятся на связи между опасным явлением (град) и прогностическими переменными, являющиеся выходной продукцией глобальной модели атмосферы (T254 NCEP).

Концепция MOS (Model Output Statistics) предполагает получение устойчивых оценок связей между рассматриваемыми элементами или опасными явлениями погоды и значениями

ряда характеристик атмосферы, определяемыми по выходным (**прогнозным**) данным Глобальной модели атмосферы (GFS) на архивном материале. Выявленные соотношения (в данном случае в виде дискриминантной функции) переносятся на связи между опасным явлением (град) и прогностическими переменными, являющимися выходной продукцией той же глобальной модели атмосферы (T254 NCEP). Для подтверждения работоспособности предлагаемой методологии использовался физико-статистический метод прогноза града. Метод был разработан по материалам фактических наблюдений за последние несколько десятков лет по Северо-Кавказскому региону [1-5]

В основу метода положен [2]алгоритм расчета параметров атмосферы и облаков, обусловливающих возникновение, развитие и интенсивность градовых процессов, который является обобщением схем расчета параметров, применяемых в существующих методах прогноза конвекции и связанных с нею опасных явлений погоды, в том числе и града.

Таким образом, для реализации новой методологии недоставало выходной продукции практически любой гидродинамической модели, рассчитывающей необходимые для прогноза конвективных явлений параметры атмосферы

В настоящей работе используется выходная продукция Глобальной Системы Прогнозов (GFS NCEP) для расчета предикторов, используемых в прогнозе града [5].

Основные свои черты Глобальная модель приобрела в начале 90-х годов после обобщающих работ авторов [6-8].

Однако с ростом вычислительных ресурсов и изменения компьютерной архитектуры увеличивается и разрешающая способность глобальной модели атмосферы. В настоящее время (по состоянию на май 2016 года) горизонтальное разрешение варианта T1534 (T574) составляет около 13 км для прогнозов с заблаговременностью до 10 дней (и 34 км с заблаговременностью от 10 до 16 дней) [9]. Буква «T» в названии модели означает, что она относится к спектральному классу моделей, с количеством сферических гармоник, равное числу, следующей за буквой. По вертикали толща атмосферы (от поверхности земли до высоты изобарической поверхности 0,27 гПа) разделена на 64 слоя, к серединам которых предписаны основные счетные Sigma – уровни. Координатная сетка по вертикали неоднородна: имеет место сгущение в нижних слоях, где 1,5 км пограничный слой атмосферы описывают 15 счетными уровнями и 24 уровнями выше 100 гПа.

Часть выходной продукции модели необходимая для использования в методе прогноза града (аналог радиозонда), включает в себя прогностические поля (с заблаговременностью 18-24 часа) следующих метеорологических элементов:

• геопотенциальных высот (H, дам) изобарических поверхностей 1000, 975, 950, 925, 900, 850, 800, 750, 700, 650, 600, 550, 500, 450, 40, 350, 300, 250, 200, 150, 100, 50 и 10 гПа.

Соответствующие этим изобарическим поверхностям значения следующих параметров: • температуры воздуха (t,°C); • относительной влажности воздуха (F, %);

• зональной и меридиональной составляющей скорости ветра (W, м/с);

• аналога упорядоченной вертикальной скорости подъема (опускания) воздуха (V_{700} , гПа/12ч).

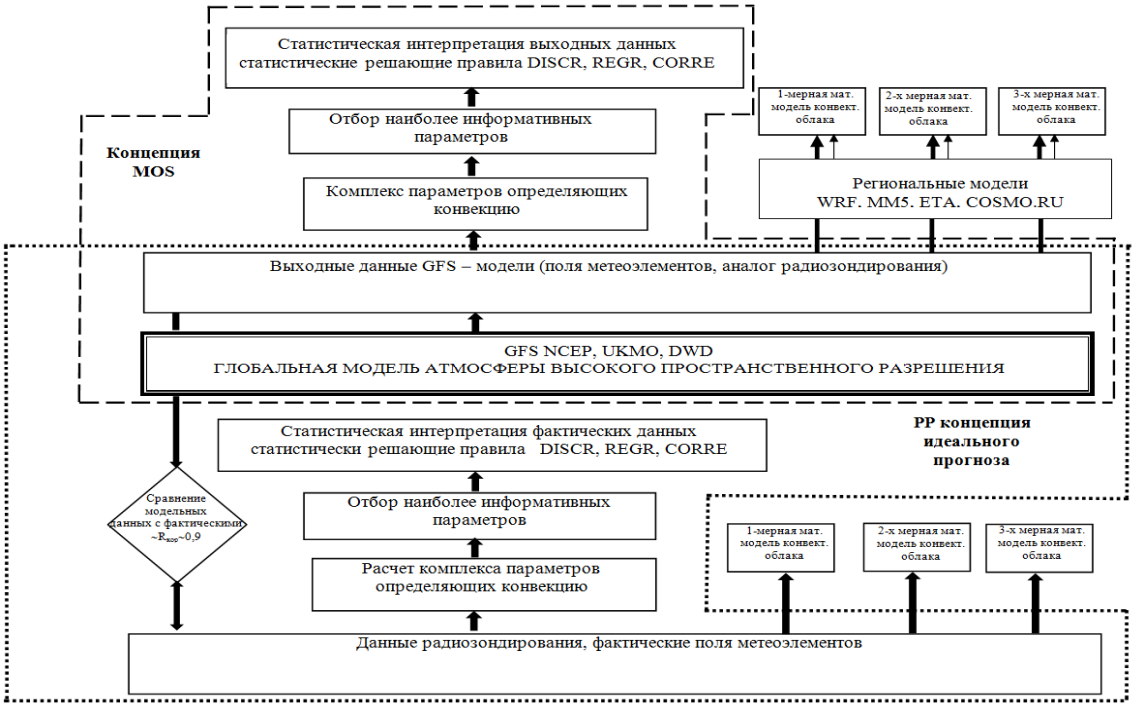


Рис. 1. Цифровая атмосфера: современные методы и методология исследования опасных метеорологических процессов и явлений

Выходная продукция выпускается в оперативном режиме по исходным срокам 00.00, 06, 12, и 18 ВСВ (обновляется через каждые 6 часов).

На основе такого подхода по разработанному автором алгоритму [3] проводились расчеты параметров атмосферы и конвективных облаков и составлялись прогнозы града (в соответствии РР концепцией) для сезонов 2004-2009гг [2] .

Для прогностических целей использовалась дискриминантная функция по 6-ти наиболее информативным параметрам:

$$L = F(V_{700}, \Delta t_m, \Delta t_1, \sum_{земля}^{500} q, \sum_{850}^{500} \tau, D_j) \quad ,$$

где V_{700} - упорядоченные вертикальные движения воздуха на 700 гПа; Δt_m - максимальная разность температур облака и окружающего воздуха; Δt_1 - вертикальный градиент температуры в двухкилометровом слое выше уровня конденсации; $\sum_{çåìëÿ}^{500} q$ - суммарная удельная влажность воздуха в пятикилометровом слое от земли; D_j – индекс неустойчивости Джорджа; $\sum_{850}^{500} \tau$ - суммарный дефицит точки росы в слое 850-500 гПа.

Для оценки успешности способа прогноза града использовались данные наблюдений наземной сети в районе радиусом до 150-200 км от пункта с координатами 44.35 с.ш. и 43.20 в.д. (территории Центрального Предкавказья) за пятилетний период. Прогноз считался оправдавшимся в тех случаях, когда град наблюдался на поверхности земли.

Результаты оценки представлены в таблице сопряженности (таблица 1).

Таблица 1.

Таблица сопряженности успешности прогнозов

Прогноз	Наблюдалось		Сумма
	град	не град	
град	46 (n_{11})	7 (n_{12})	53 (n_{10})

не град	36 (n_{21})	71 (n_{22})	107 (n_{20})
сумма	82 (n_{01})	78 (n_{02})	160 (n_{00})

n_{11} - число оправдавшихся прогнозов с формулировкой «град»; n_{12} - число не оправдавшихся прогнозов с формулировкой «град», n_{21} - число не оправдавшихся прогнозов с формулировкой «не град»; n_{22} - число оправдавшихся прогнозов с формулировкой «не град»; $n_{10} = n_{11} + n_{12}$ - число всех оцениваемых прогнозов с формулировкой «град»; $n_{20} = n_{21} + n_{22}$ - число всех оцениваемых прогнозов с формулировкой «не град»; $n_{01} = n_{11} + n_{21}$ - число всех оцениваемых случаев с градом; $n_{02} = n_{12} + n_{22}$ - число всех оцениваемых случаев без града; $n_{00} = n_{10} + n_{20} = n_{01} + n_{02}$ – число всех оцениваемых случаев.

Для накопленных случаев по выходным данным Глобальной модели (поля стратификации температуры, влажности, ветра), была реализована концепция MOS для оценки опасных явлений (града, ливня). Применение концепции MOS в региональном прогнозе стало возможным не так давно, поэтому наблюдений недостаточно для получения статистических схем высокого качества.

Итоговые результаты оценки метода прогноза града, основанного на выходных данных Глобальной Системы Прогнозов, в сравнении с традиционными подходами представлены в таблице 2

Таблица 2.

Сведения об успешности способов прогноза града по территории с использованием данных радиозондирования АЭ Минеральные Воды за 03 часа и авторской проверки метода прогноза с использованием выходных данных глобальной модели (T254 NCEP)

№	Метод прогноза	ОЦЕНКИ									
		основные		дополнительные							
		Общ. оправды-ваемость P, %	Предупре-жденность града P*,%	Оправд. прогно-зов с градом P н.я.,%	Оправд. прогноз-ов без града P о.я.,%	Предупр ежденно сть без града P*о.я.,%	Критери й качества Пирси-Обухов Т	Критерий надежност и по Багрову Н	Ошибка риска метода альфа	Ошибка страховки метода бета	Критери й точности по Обухову Q
1	Синоптический	77,1	67,5	41,5	91,8	79,2	0,47	0,38	0,33	0,21	0,46
2	Инерционный	69,1	47,5	28,8	86,0	73,8	0,20	0,16	0,54	0,26	0,20
3	ГМЦ (Глушковой)	74,4	57,5	36,5	89,4	78,1	0,36	0,28	0,43	0,22	0,35
4	ГМЦ (автомат.)	74,4	27,5	28,2	84,2	84,7	0,13	0,10	0,73	0,15	0,12
5	Дискр. функ. (р/зонд)	71,3	77,5	36,0	93,4	69,9	0,48	0,33	0,23	0,30	0,47
6	**Дискр. функ. по данным модели (GFS NCEP) РР-концепция**	**73**	**56**	**87**	**66,4**	**91**	**0,46**	**0,5**	**0,4**	**0,1**	**0,5**
7	**Дискр. функ. по данным модели (GFS NCEP) Концепция MOS**	**77**	**67**	**60**	**85**	**81**	**0,48**	**0,46**	**0,3**	**0,19**	**0,48**

. Они свидетельствуют о том, что методы, предложенные на основе новой методологии, не уступают по качеству используемым ранее методам, а по ряду критериев качества превосходят ранее разработанные методики. К тому же эти методы технологичны и легко могут быть применены в оперативной практике.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам проведенных расчетов и анализа успешности методов оценки и прогноза опасных явлений можно сделать вывод, что предлагаемая методология исследования опасных метеорологических процессов и явлений на основе «цифровой атмосферы», позволяет разрабатывать эти методы на уровне предложенных ранее или превышающих их качество.

Показано также, что использование выходных данных современных глобальных моделей атмосферы для прогноза опасных явлений погоды (на примере града) вполне оправдано и имеет хорошие перспективы. Связано это еще и с тем, что в настоящее время традиционные источники получения исходной информации для прогноза града в нашей стране значительно ухудшились (количество станций аэрологического радиозондирования атмосферы уменьшилось, а на остающихся станциях радиозондирование проводится один или два раза в сутки), что затрудняет выработку качественных прогнозов.

Анализ не оправдавшихся прогнозов показывает, что большая их часть составляют дни с развитием интенсивной конвекции, сопровождающейся ливнями и грозами, что свидетельствует о дополнительных трудностях, возникающих при дифференциации прогнозов конвективных явлений (при тесной их взаимосвязи).

Список используемых источников

1 Кагермазов А.Х. Прогноз града по выходным данным глобальной модели атмосферы (T254 NCEP) // Метеорология и гидрология. – 2012. – № 3. – С. 28–34.

2 Кагермазов А.Х., Сиротенко Л.А. Результаты апробации программных модулей расчета метеопараметров и компьютерного прогноза града по данным аэрологического зондирования на Северном Кавказе. // Изв. Высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Физика атмосферы. Естественные науки. – 2010. – Спецвыпуск. – С. 49–53.

3 Федченко Л.М., Кагермазов А.Х. Использование статистических методов для прогноза градовых процессов и их характеристик. // Метеорология и гидрология. – 1988. – № 4. – С. 41–50.

4 Федченко Л.М., Кагермазов А.Х. Оценка возможности разделения типов погоды (град не град) с помощью дискриминантных функций. // Труды ВГИ. – 1987. – Вып. 67. – С. 51–57.

5 http://www.emc.ncep.noaa.gov/

6 Kalnay E., Kanamitsu M., and Baker W.E., Global numerical weather prediction at the National Meteorological Center. // Bull. Amer. Meteor. Soc. – 1990. – Vol.71. – P. 1410–1428.

7 Kanamitsu, M., Description of the NMC global data assimilation and forecast system.// Wea. and Forecasting. – 1989. – Vol. 4. – P. 335–342.

8 Kanamitsu, M., Alpert J.C., Campana K.A., Caplan P.M., Deaven D.G., Iredell M., Katz B., Pan H.-L., Sela J., and White G.H., Recent changes implemented into the global forecast system at NMC. // Wea. and Forecasting. – 1991. – Vol. 6. – P. 425–435.

9. http://www.emc.ncep.noaa.gov/GFS/doc.php

Капустин А.В.
Аксененко Г.К.
РГГМУ, г. Санкт-Петербург

ПРИМЕНЕНИЕ АЛЬТЕРНАТИВНЫХ ИСТОЧНИКОВ ЭНЕРГИИ ДЛЯ ТРУДНОДОСТУПНОЙ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ

Энергия была и остается главной составляющей жизни человека. Она дает возможность создавать различные материалы, является одним из главных факторов при разработке новых технологий.

В настоящее время выдвигаются множество различных идей и предложений по использованию всевозможных возобновляемых видов энергии. Разработка некоторых проектов еще только начинается. Так, существуют предложения по использованию энергии разложения атомных частиц, искусственных смерчей и даже энергии молнии. Проводятся эксперименты по использованию “биоэнергетики”, например, энергии парного молока для обогрева коровников.

На первый взгляд ветер кажется одним из самых доступных и возобновляемых источников энергии. В отличие от Солнца он может “работать” зимой и летом, днем и ночью, на севере и на юге. Но ветер - это очень рассеянный энергоресурс. Природа не создала “месторождения” ветров и не пустила их, подобно рекам, по руслам. Ветровая энергия практически всегда “размазана” по огромным территориям.

В обозримом будущем природное топливо по-прежнему будет важным источником энергии. Но природное топливо невозможно использовать в труднодоступных местах обитания и работы человека без существенных затрат, тогда как ветер присутствует в таких районах постоянно. Особенно нуждаются в альтернативных источниках энергии труднодоступные метеорологические станции.

Целью данной работы является разработка методика интеграции ветрогенератора с труднодоступной метеорологической станцией.

В работе рассматриваются ветроэнергетические ресурсы России и их использование при помощи ветроэнергетических установок, были проанализированы существующие типы ветрогенераторных установок, рассмотрены социальные аспекты использования ветрогенераторных установок и приведена методика расчета мощности ВЭУ.

Особое внимание уделяется методике использования ветрогенераторных установок для питания удаленных метеорологических станций (на примере станции Остров Дальний Новосибирской области). Рассмотрены ветровые характеристики района и даны рекомендации по применению ветрогенераторной установки.

Современные ВЭУ - это надежные машины, которые весьма эффективно преобразуют энергию ветра в электрическую. В перспективных для применения ВЭУ регионах среднегодовая скорость ветра должна быть 4 м/с и более. Россия располагает значительными ресурсами ветровой энергии, они сосредоточены главным образом в тех регионах где отсутствует централизованное энергоснабжение. Такая ситуация характерна для всего Арктического побережья от Кольского полуострова до Чукотки, а также для побережья и островных территорий Берингова и Охотского морей. География распределения ветроэнергетических ресурсов позволяет рационально их использовать как автономными ВЭУ, так и крупными ВЭС в составе местных энергетических систем. В России энергия ветра может быть эффективно использована в следующих регионах: области: Архангельская, Астраханская, Волгоградская, Калининградская, Камчатская, Ленинградская, Магаданская, Мурманская, Новосибирская, Пермская, Ростовская, Сахалинская, Тюменская; края: Краснодарский, Приморский, Хабаровский; а также: Дагестан, Калмыкия, Карелия, Коми, Ненецкий автономный округ, Таймырский автономный округ, Хакасия, Чукотка, Якутия, Ямало-Ненецкий автономный округ. Перспективными являются и другие отдельные районы многих краев, областей и республик РФ.

Среди наблюдательных подразделений Росгидромета на территории Новосибирской области есть одно – особенное. Это – труднодоступная (ТДС) гидрометстанция М-II Остров Дальний.

Станция начала гидрометеорологические наблюдения полвека назад,10 июня 1959года. М - II Остров Дальний относится к категории труднодоступных станций, поскольку расположена на небольшом острове Каменный вдали от крупных населенных пунктов, с которыми отсутствует регулярная транспортная связь. Остров и станция находятся в средней части Новосибирского водохранилища в 70км выше створа Новосибирской ГЭС. От правого берега водохранилища остров находится на расстоянии 1,2 км, от левого – 3,4 км.

Станция оснащается автономными источниками электропитания и радиостанцией.

В настоящее время на станции работает ветроагрегат ВЭУ-3/7 – адаптированный для районов со слабыми ветрами вариант 5кВт-ной ВЭУ-5/5 с увеличенным до 7м диаметром винта, применяемом и в 10кВт-ной ВЭУ.

При всех своих плюсах, этот ветрогенератор обладает рядом недостатков, что вызвало необходимость в изучении других вариантов оснащения станции альтернативными источниками питания.

Из расчета энергетической нагрузки оборудования станции и систем жизнеобеспечения получили, что для работы станции вполне хватает средней мощности 1 – 2 кВт, при отсутствии штиля и в теплый период года.

Для оптимизации энергообеспечения метеостанции Остров Дальний предлагается установить ветрогенераторную установку (ВЭУ), которая должно включать в себя следующие основные узлы и агрегаты (рис.1):

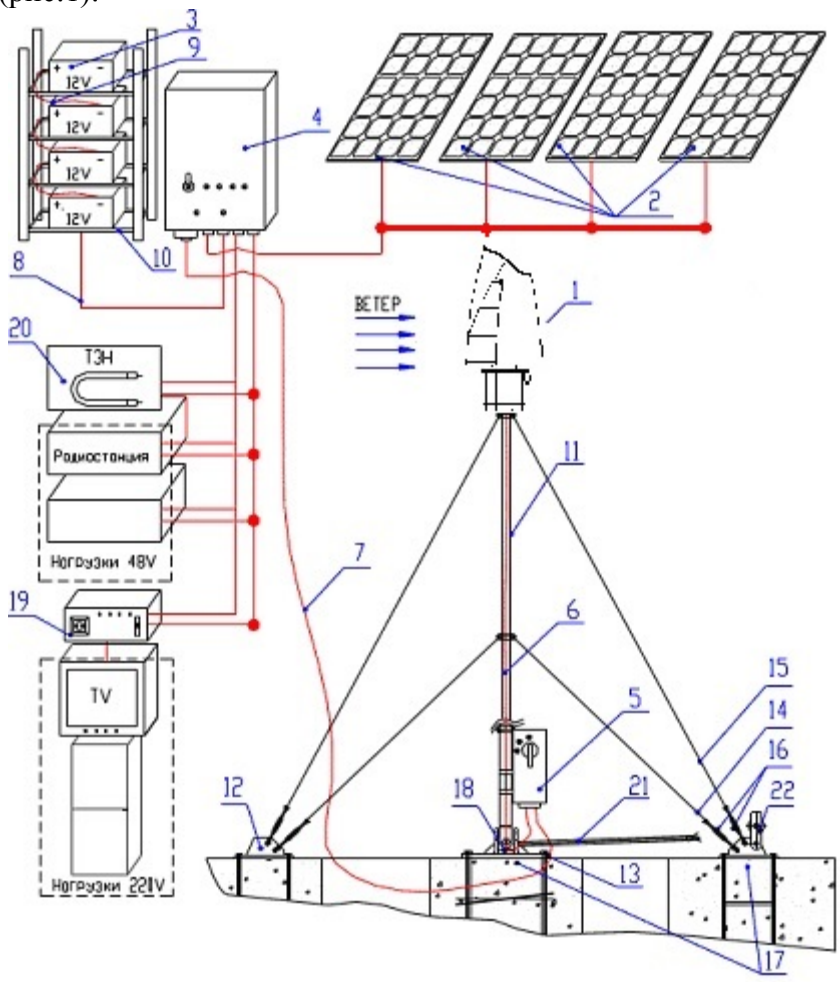


Рис. 1. Подключение оборудования.

где:

1 Ветроагрегат с вертикальной осью;

2 Солнечная батарея (СБ);

3 Аккумуляторные электропитания батареи (АБ);

4 Блок;

5 Выпрямительно-коммутационная коробка (ВКК);

6 Соединительный кабель №1;
7 Соединительный кабель №2;
8 Соединительные кабели №3 для подключения БЭ к АБ;
9 Коммутатационные кабели;
10 Подставка для АБ;
11 Вышка разборная;
12 Накладка фундаментная для растяжек;
13 Накладка фундаментная центральная;
14 Комплекс растяжек нижнего яруса;
15 Комплекс растяжек верхнего яруса;
16 Талрепы;
17 Фундаментные узлы;
18 Подъемный узел;
19 Инвектор;
20 Теплоэлектронагреватель (ТЭН)

Были изучены и предложены следующие агрегаты, для применения в составе оборудования ВЭУ:

1. Аккумуляторные батареи (АБ):

Кислотные, последовательно соединенные, в количестве 4 шт., напряжением 12 В, емкостью от 190 до 320 А/ч каждая (возможна установка, гелиевых АБ такого же номинала). При выборе АБ необходимо руководствоваться максимальным зарядным током и напряжением, указанным в паспорте на аккумулятор. Каждая АБ должна быть рассчитана на максимальный зарядный ток до 25 А и на максимальное зарядное напряжение до 14,2 В. При установке никель-кадмиевых АБ необходимо согласовать с производителем параметры этих аккумуляторов для внесения изменений в настройку Блока электропитания ВЭУ;

2. Инвертор:

Преобразователь постоянного напряжения 48 В, в переменное 220 В, 50 Гц, мощностью до 2000 Вт. Предназначен для питания бытовых электроприборов (телевизор, холодильник, компьютер и т.п.), электроинструментов, насосов для подъема воды и т.п.

3. Солнечная батарея:

При выборе типов солнечных батарей рекомендуется применять последовательно соединенные модули суммарным напряжением от 52 до 56 В и суммарной мощностью до 500 Вт (обычно выпускаются модули напряжением 14В, мощностью 50 Вт);

4. Тепловая нагрузка:

Специализированный электрический теплонагреватель (ТЭН) рассчитанный на номинальное напряжение 48В, с номинальной потребляемой мощностью 2000 Вт.

Список использованных источников

1. *Кмито А.А.* и др. Системы получения и передачи метеорологической информации./ Кмито А.А., Коковин Н.С., Павлов Н.Ф., Степаненко В.Д., Степкин В.С. – Л.: Гидрометеоиздат, 1971.
2. *Капустин А.В., Сторожук Н.Л.* Технические средства метеорологической службы. - Л.: 1Энергомашиздат, 2005
3. *Стернзат М.С.* Метеорологические средства и измерения. - Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
4. *Матвеев Л.Д.* Курс общей метеорологии. Курс физики атмосферы. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984
5. *Городецкий О.А., Гуралькин И.И., Ларин В.В.* Метеорология. Методы и технические средства наблюдений. - Л.: Гидрометеоиздат, 1984.
6. Метеорологические измерения. /Под редакцией Пономорева Н.И. - М.: 1-я типография Воениздата, 1985
7. *Зайцева Н.А., Шляхов В.Н.* Аэрология. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978.
8. *Кондратьев В.А.* Многопозиционные радиотехнические системы.– М.: Радио и связь,

1984.

9. Метеорология и гидрология. /Под редакцией Седунова Ю.С. – М.: Гидрометеоиздат, 1994, № 3.

10. *Балин Ю.С., Белан Б.Д., Надеев А.И.* Ветроэнергетические установки – “ Оптика атмосферы и океана”, 1994, № 4.

С.Л. Кирносов,
кандидат технических наук;
А.А. Абрамченко;
Д.С. Лаухин
ВУНЦ ВВС «Военно-воздушная академия им. проф. Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина», г. Воронеж

ОСОБЕННОСТИ УПРАВЛЕНИЯ МЕТЕОЗАВИСИМЫМИ АВИАЦИОННЫМИ СИСТЕМАМИ НА ОСНОВЕ ЭЛЕМЕНТОВ ТЕОРИИ ДЕТЕРМИНИРОВАННОГО ХАОСА

Предлагается подход к построению управления метеозависимыми авиационными системами на основе рассмотрения процесса их функционирования с позиций системного анализа, количественных и качественных методов теории детерминированного хаоса. При этом выполнение АЗ представляется в виде целостной структуры – динамической системы «лицо, принимающее решение, – авиационная система – метеорологические условия». Критерием, по которому оценивается адекватность управления, является максимум вероятности выполнения авиационной задачи в тех или иных метеорологических условиях.

Ключевые слова: динамическая система, управление, детерминированный хаос, аттрактор, бифуркация.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время эффективность и безопасность выполнения различных авиационных задач (АЗ) все еще во многом зависит от тех или иных метеоусловий, в которых они выполняются. При этом лицом, принимающим решение (ЛПР), учитываются не только фактические данные о гидрометеорологических величинах и явлениях погоды, но и их прогностические значения. Отсутствие детерминированных данных о вышеуказанных гидрометеорологических условиях, а также об их однозначном воздействии на полеты авиации приводит к необходимости построения моделей гидрометеорологического обеспечения авиационных систем (АС) с использованием современных математических теорий и идей.

В работе предлагается подход, связанный с построением управления АС на основе рассмотрения процесса их функционирования с позиций системного подхода. При этом выполнение АЗ представляется в виде целостной структуры – динамической системы «ЛПР –АС – метеоусловия». Критерием, по которому оценивается качество принимаемых решений, является максимум вероятности выполнения АЗ по метеоусловиям. Неоднозначность воздействия сложных метеоусловий на механизмы функционирования АС приводит к принципиальной нелинейности предполагаемого для использования математического аппарата. Кроме того, высокая чувствительность параметров функционирования динамической системы от начальных условий приводит к невозможности использования традиционных математических методов при построении управления АС. В таких условиях развитие ситуации в благоприятную, либо в другую сторону очень сильно зависит от начальных условий. При этом возникает бифуркация (двойственность) вариантов при принятии решений. Поэтому в работе предлагается использование количественных и качественных методов теории детерминированного хаоса, успешно применяемых в последнее время для анализа нелинейных гиперчувствительных динамических систем [1, 2]. Целесообразность применения элементов теории детерминированного хаоса также обусловлена возможностью формализации сложных причинно-следственных связей отдельных элементов АС [1, 2].

Таким образом, целью работы является повышение эффективности функционирования метеозависимых АС в процессе их применения в сложных метеоусловиях путем использования элементов теории детерминированного хаоса.

Повышение эффективности и безопасности функционирования современных АС возможно, во-первых, при условии снижения степени их метеозависимости и при условии использования ЛПР идеальной прогностической метеоинформации, а во-вторых, построением такого управления и системы поддержки принятия решений на выполнение АЗ, которые наилучшим образом учитывали бы имеющуюся неидеальную информацию о погоде. Реализации первого

направления в силу ряда экономических, технических и других причин остаются пока не разрешимыми. В рамках второго направления процесс функционирования современных АС целесообразно рассматривать с позиций системного анализа. Такой подход позволит всесторонне рассмотреть особенности построения системы поддержки принятия метеозависимых решений на выполнение АЗ при управлении авиацией.

МЕТОДИЧЕСКИЕ АСПЕКТЫ ПОСТРОЕНИЯ УПРАВЛЕНИЯ МЕТЕОЗАВИСИМЫМИ ДИНАМИЧЕСКИМИ СИСТЕМАМИ

В настоящее время необходимость разработки новых качественных и количественных методов исследования динамики систем, построения программных управлений связана с поиском условий устойчивого, надежного и безопасного функционирования сложных динамических систем, имеющих различные особенности.

Отдельный класс задач, связанных с управлением метеозависимыми АС, составляют задачи, формулируемые посредством дифференциальных (разностных) уравнений, динамика которых в определенных условиях (при определенных параметрах) демонстрирует различное, в том числе и хаотическое поведение. При этом, что особенно важно, исходная динамическая система описывается системой детерминированных уравнений. Классическим примером таких систем служит система Лоренца, описывающая конвективные движения в ограниченном объеме [2, 3]. Следует отметить, что к настоящему времени задачи управления в динамических системах, демонстрирующих детерминированный хаос, практически не рассматривались.

В различных динамических системах, поведение которых, демонстрирует детерминированный хаос, важными являются численные значения управляющих параметров, от которых зависит степень хаотичности системы. Управляя этими параметрами можно добиться любых (из возможных) состояний динамической системы. На основе этого и предлагается строить управление рассматриваемыми динамическими АС, которое будет иметь ряд особенностей [1, 3].

Главная особенность заключается в том, что для достижения желаемых (эффективных и безопасных) динамических состояний исследуемой авиационной системы построение управления должно основываться на принципе компенсации возмущений. Однако в открытых системах предусмотреть все возможные возмущения затруднительно. Кроме того, функциональные зависимости между возмущающими и управляющими воздействиями могут быть неизвестны. Поэтому управление динамической АС по возмущениям с неполной информацией приводит к накоплению ошибок.

С целью минимизации негативного влияния данного факта необходимо проведение качественного анализа уравнений динамики системы с точки зрения установления наличия устойчивых инвариантных множеств (аттракторов), являющихся областями притяжения в фазовом пространстве характеристик функционирования (эволюции) системы.

Пусть исследуемая управляемая система описывается системой дифференциальных уравнений:

$$\begin{cases} \dfrac{\partial X_1}{\partial t} = F(X_1, u_1) \\ \dfrac{\partial X_2}{\partial t} = F(X_2, u_2) \\ \ldots \\ \dfrac{\partial X_n}{\partial t} = F(X_n, u_n) \end{cases}, \qquad (1)$$

где $\mathbf{X} = (X_1, X_2, .., X_n)$ – вектор фазовых переменных, принадлежащий вещественному евклидову пространству E_n; F – нелинейный оператор эволюции динамической системы; $\mathbf{u} = (u_1, u_2, .., u_n)$ – вектор управления, принадлежащий множеству вектор-функций G –

множеству допустимых управлений.

Основной задачей является построение управления, обеспечивающего существование инвариантного множества M системы (1) – аттрактора, обладающего требуемыми в приложении свойствами. Несмотря на сложность поведения хаотических (странных) аттракторов, знание фазового пространства позволяет представить поведение системы в геометрической форме и, соответственно, предсказать его.

Другой особенностью построения управления метеозависимой авиационной системой является введение в управляющую систему не только информации о желаемом течении процесса $\mathbf{X}_u(t)$, но и информации о реальном его протекании в виде вектора $\mathbf{X}_r(t)$, поступающей в управляющую систему по каналу обратной связи. В этом случае в управляющей системе в любой момент времени может быть измерена ошибка управления

$$\boldsymbol{\varepsilon}(t) = \mathbf{X}_u(t) - \mathbf{X}_r(t), \tag{2}$$

которая используется для формирования управляющего воздействия.

Алгоритм управления в различных АС с обратной связью задается функциональной зависимостью управления от выхода или состояния системы. Так, например, в рамках теории детерминированного хаоса динамику численных значений риска, возникающего при выполнении посадки воздушного судна в различных метеоусловиях, предлагается формализовать с помощью рекуррентного соотношения П. Ферхюльста (3), свойства которого демонстрируют универсальность во многих природных и социальных детерминировано-хаотических явлениях [2, 3]

$$P_{t+1} = kP_t(1 - P_t), \tag{3}$$

где P_{t+1} и P_t – вероятности возникновения аварийной ситуации в моменты времени $t+1$ и t, соответственно; k – управляющий параметр, являющийся синтезированным показателем сложности метеоусловий.

Анализ аттрактора соотношения (3) показывает [1, 3], что моделирование вероятности возникновения аварийной ситуации при посадке воздушного судна в диапазоне значений $0 \le P \le 1$ возможно только в том случае, если численные значения управляющего параметра $k \in [0, 4]$, где $k = 0$ соответствует простым метеоусловиям (при этом с течением времени АС находится в устойчивом состоянии, $P \to 0$) и $k = 4$ соответствует нелетной погоде (при этом P может принимать любое значение от 0 до 1, что и соответствует состоянию динамического хаоса).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Выбор неадекватного управления, приводящего к снижению эффективности функционирования метеозависимой АС, связан с наличием остаточной метеонеопределенности, обусловленной в первую очередь характерным для практических ситуаций несовпадением прогностических и фактических метеорологических данных, а так же с отсутствием детерминированных законов влияния погоды на выходные параметры АС.

2. На границе сложных метеоусловий и нелетной погоды переход функционирования АС в состояние хаоса подчиняется определенным универсальным законам, который заключаются в возникновении одной и той же последовательности бифуркаций удвоения периода колебаний (сценарий Фейгенбаума) и в проявлении одних и тех же количественных закономерностях скейлинга.

Список используемых источников

1. Михайлов, В. В. Учет фрактальных свойств при функционировании авиационной системы поддержки принятия метеозависимых решений / В. В. Михайлов, М. Е. Семенов, С. Л. Кирносов // Приборы и системы. Управление, контроль, диагностика. № 1, 2015. – С. 12–18.

2. Чуличков, А. И. Математические модели нелинейной динамики / А. И. Чуличков. – М.:

Физматлит, 2003. – 296 с.

3. Михайлов, В. В. Бифуркационная модель посадки воздушного судна в условиях метеорологической неопределенности / В. В. Михайлов, М. Е. Семенов, С. Л. Кирносов // Нелинейный мир, № 4, т. 12, 2014. – С. 57–63.

В.И. Ковалев;
Я.С. Ушаков;
Т.В. Сухоруков
ВУНЦ ВВС «Военно-воздушная академия им. проф. Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина», г. Воронеж

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ВОЗМОЖНОСТИ ПО СКРЫТИЮ АЭРОЗОЛЬНЫМ ОБЛАКОМ ОБЪЕКТОВ ОТ ОПТИЧЕСКОЙ РАЗВЕДКИ ПРОТИВНИКА В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Предложена методика учета влияния метеорологических условий на видимость объектов скрытых аэрозольным облаком. Проведен анализ метеорологических условий атмосферы, по которым можно эффективно не только скрывать важные объекты, но и проводить демонстрационные действия ложными объектами. Определенны наилучшие и наихудшие метеорологические условия для создания аэрозольных завес и в зависимости от них выбор места расположения источника дымопуска.

Ключевые слова: атмосфера, аэрозольная завеса, скрытие объекта, дальность видимости

ВВЕДЕНИЕ

Проведенные исследования опыта ведения боевых действий, за последнее время показывают, что доля применения высокоточного оружия (ВТО) с каждым годом растет, а производство ВТО становится все более дорогостоящим. Учитывая этот факт, актуальным становится введение противника в заблуждение при перенацеливании его средств поражения на ложные объекты и эффективное скрытие своих критически важных объектов, а также вскрытие мероприятий проводимых противником по выведению нашего ВТО на ложные цели [1].

Самым эффективным и распространенным методом по ведению противника в заблуждение является применение аэрозольных завес (АЗ) с целью скрытия важных объектов и переориентации воздействия противника на ложные объекты. АЗ повсеместно используются для противодействия оптическим средствам разведки противника и системам наведения ВТО. Это связано с тем, что на заключительном этапе полета ВТО, выбор и корректировка его на наиболее важный объект для поражения, сводится к идентификации его от ложного в видимом диапазоне длин волн [1].

На сегодняшний день на вооружении всех видов и родов войск ВС РФ стоит большое количество различных по способу применения, времени скрытия и площадям задымленности средств постановки АЗ, это начиная от ручных дымовых шашек до специализированных машин стоящих на вооружении войск РХБЗ. Большое количество средств постановки АЗ без правильного их применения не дадут ожидаемую эффективность, а могут привести к обратно противоположному эффекту. Постановка АЗ, на сегодняшний день, оценивается только, через максимальную концентрацию аэрозоля в воздухе. Учет данной характеристики при скрытии объектов, часто приводит к тому, что важный объект будет скрыт частично (или аэрозольное облако будет признаком распознавания важности цели), а ложный объект будет не скрыт вообще, что приводит к раскрытию замысла маскировки. [1]

Опыт применения АЗ показывает, что зона распространения аэрозольного облака сильно зависит от метеорологических условий (МУ): устойчивости атмосферы в приземном слое, направления и скорости ветра.

Исходя из этого, возникают противоречия, между тактико-техническими характеристиками АЗ и реальными показателями АЗ в зависимости от МУ в данном районе. А также не учет возможности имитации скрытия ложных объектов от оптических средств разведки. Исходя из этого, целью статьи является разработка методики оценки возможности по скрытию аэрозольным облаком объектов от средств оптической разведки противника в зависимости от МУ для более эффективного осуществления замысла командира.

Для этого в работе решены следующие задачи:

– исследовано влияние МУ на характеристики АЗ;

– произведено разделение АЗ на зоны с одинаковыми условиями по маскирующим свойствам;

– оценена достоверность на основе оценки видимости объекта в условиях АЗ.

МЕТОДИКА ОЦЕНКА ЗАМЕТНОСТИ ОБЪЕКТА СКРЫТОГО АЭРОЗОЛЬНЫМ ОБЛАКОМ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Основными МУ, влияющими на дальность видимости (ДВ) и степень закрытости объектов АЗ, являются [2,3]: влажность; скорость и направление ветра; стратификация приземного слоя атмосферы; явления погоды (дождь, морось и т.д.). Из всех выше перечисленных МУ наибольшее влияние на эффективность постановки АЗ оказывает скорость и направление ветра. Ограничением в работе является проведение расчетов с учетом простых МУ.

Главным фактором, влияющим на возможности обнаружения и распознавания объекта, при любых условиях является контраст объекта на фоне местности. По характеру контраста объекты подразделяются [2]:

–незаметный – объект, оптический контраст которого находится в пределах 0,05–0,2;

–малозаметный – объект с контрастом 0,2–0,3;

–заметный – объект с контрастом 0,3–0,6;

– резко заметный – объект с контрастом 0,6–1.

При применении аэрозольных завес обозначим первоначальный контраст цели на местности через K_0, а яркость фона, объекта и аэрозоли соответственно через $B_Ф$ и $B_{об}$, $B_{АЗ}$ ($B_{АЗ}$ =0,4) и коэффициент пропускания аэрозольной завесы $\tau_{АЗ}$ ($\tau_{АЗV}$ =0,0035). Для адекватной оценки за первоначальный контраст объекта без применения АЗ примем 1. Значения первоначального контраста, при применении АЗ при штилевых условиях определяется по формуле:

$$K_0 = \frac{B_Ф - B_{об}}{B_Ф + B_{АЗ}/\tau_{АЗ}}, \quad \text{если } B_ф \geq B_{об}. \tag{1}$$

Влияние ветра будет учитываться на основе изменения коэффициент пропускания аэрозольной навесы $\tau_{АЗV}$, что связано с ее размерами и определяется по формуле 2:

$$K_0 = \frac{B_Ф - B_{об}}{B_Ф + B_{АЗ} * U / 0.8 * \tau_{АЗ}} \quad \text{если } B_ф \geq B_{об}. \tag{2}$$

где U– скорость ветра, м/с; k – величина, характеризующая степень вертикальной устойчивости атмосферы (инверсия 2, изотермия 3, конвекция 4).

Как показали практические исследования, все пространство АЗ можно разбит на 3 зоны, в которых объект с контрастом 1 будет не заметен, малозаметен и заметный и в условиях отсутствия дымовой завесы резко заметен (рисунок 1). Параметры данных зон связаны с концентрацией аэрозоли и зависят от МУ. Они могут быть определенны как характеристики: S – длина зоны распространения аэрозольного облака по ветру, м; h – высоту зоны аэрозольного облака, м; H – ширину зоны аэрозольного облака, м.

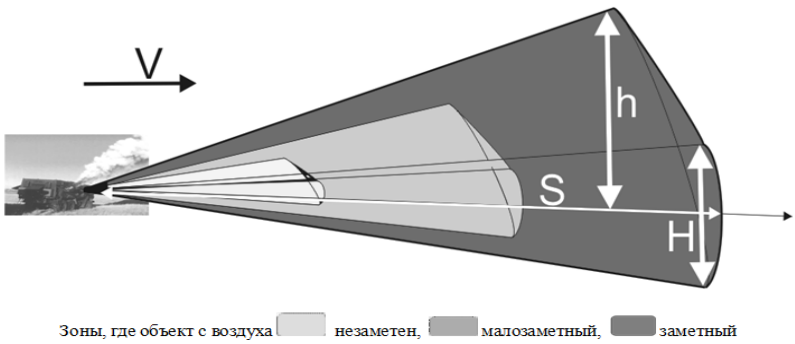


Рис.1. Диаграмма распространения зон заметности объектов в аэрозольном облаке при скорости ветра более 2 м/с

Эти характеристики определяются, через концентрацию аэрозоли (A) от источника дымопуска [1]:

$$A = \frac{400 \cdot Q}{k \cdot U \cdot D^2} \tag{3}$$

где, *Q*– расход дымообразующего вещества (исследовалось от 1,6 кг/мин до 3,16 кг/мин); *U*– скорость ветра, м/с; *D*– расстояние от источника дыма до точки, в которой определяется концентрация, м; *k*– величина, характеризующая степень вертикальной устойчивости атмосферы (инверсия 1, изотермия 0,23, конвекция 0,08).

Ширина аэрозольного облака (*H*) определяется по формуле:

$$H = \frac{\grave{I}\ \hat{A}\square k\square U\square D^2}{400\square Q} \tag{4}$$

где, МВ – маскирующий вес аэрозольного состава, г/м^2.

Скорость распространения аэрозоли равна примерно 2/3 скорости ветра, а длина аэрозольной волны определяется [1]:

$$S = U \cdot t \cdot 60 \tag{5}$$

где *t*- время действия дымового прибора, с.

Высота АЗ определяется [1]:

$$h = 13.5 \cdot t \cdot \sqrt{U} \tag{6}$$

Высота дымового облака нарастает лишь в начале дымовой волны, а не беспредельно. Ширина АЗ от одного прибора (шашки) может приблизительно определятся по формуле[1]:

$$H = 2 \cdot h \tag{7}$$

Методика оценка заметности объекта скрытого аэрозольным облаком в зависимости от МУ представлена в виде блок схемы на рисунке 2.



Рис.2. Блок- схема методики оценки возможности по скрытию аэрозольным облаком объектов от оптической разведки противника в зависимости от метеорологических условий

ОЦЕНКА ДОСТОВЕРНОСТИ

Достоверность предложенной методики производилась через оценку полетной видимости объектов в условиях аэрозольного противодействия системам разведки и наведения оружия с учетом МУ с использованием критериев успешности и представлена в таблице 1. Полученные данные показывают на возможность применения предложенной методики оценки видимости объектов в условиях противодействия АЗ системам разведки и наведения оружия с учетом МУ.

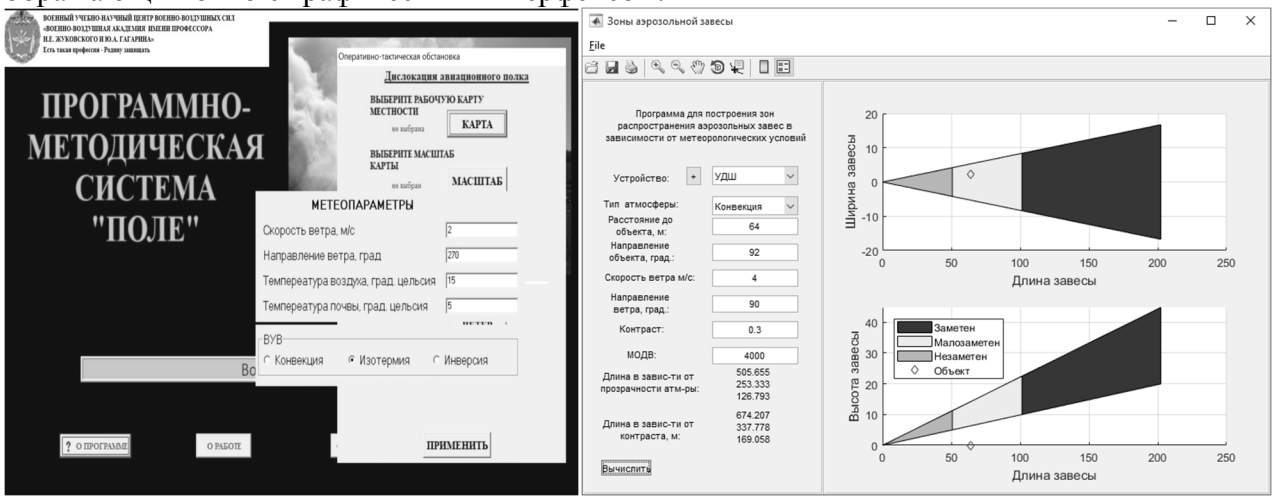
Таблица 1

Значения критериев успешности (r, σ, η) расчета дальности видимости объектов в аэрозольной завесе

Зоны скрытия объекта	Критерии успешности			Кол-во случаев
	r	σ, м	μ, м	
Зона А	0,90	4,2	2,8	150
Зона Б	0,88	25,8	18,7	150
Зона В	0,85	69,6	57,5	150

ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

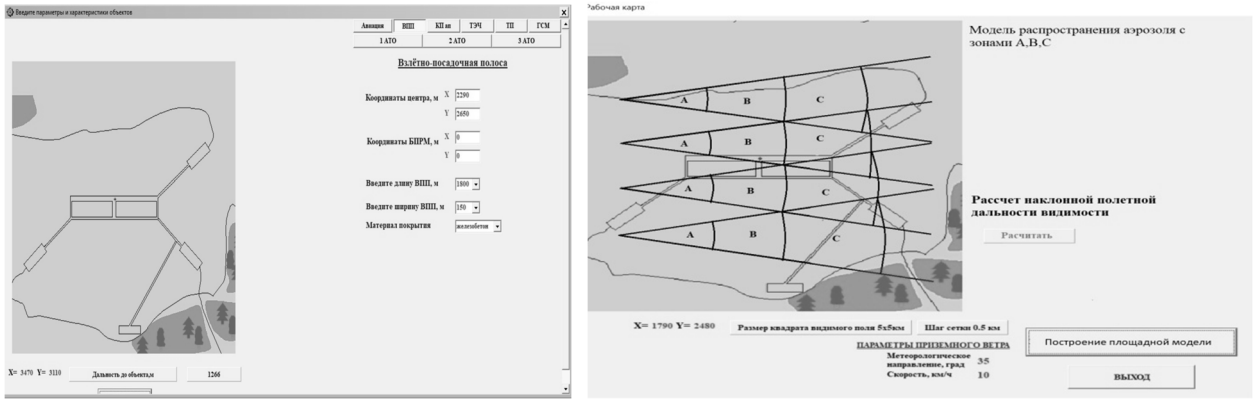
Для упрощения расчетов была разработана программа. Данная программа предназначена для построения зон распространения АЗ в зависимости от МУ. Программа написана на языке программирования Matlab. В качестве примера на рисунке 2 представлен вид программы, отображающий окно с графическим интерфейсом.



а. б.

Рис.2. . Интерфейс программы оценка заметности объекта скрытого аэрозольным облаком в зависимости от метеорологических условий

При принятии решения командиром ему необходимо точное расположение с привязкой на карте, как объектов маскировки, так и объектов имитации. Для этого разработана программа, интерфейс которой представлен на рисунке 3.



а. б.

Рис.3. . Интерфейс программы оценка заметности объекта скрытого аэрозольным облаком в зависимости от метеорологических условий, с привязкой к объектам на местности

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенное компьютерное моделирование зон видимости объектов скрытых аэрозольным облаком в зависимости от МУ, позволит проводить оперативные расчеты и наглядно

представлять информацию руководителю для принятия обоснованного решения о применении авиации.

Список используемых источников

1. Ядерное химическое, биологическое оружие и радиационная, химическая и биологическая защита. Учебное пособие. ВВА, Монино, 2010. 271 с.

2. Дорофеев В.В. Видимость для авиационных целей./ В.В.Дорофеев. И.О.Бакланов, А.В. Степанов, В.И. Ковалев // Монография – Воронеж: ВУНЦ ВВА «ВВС» 2014. 209 с.

3. Матвеев Л.Т. Физика атмосферы. С.-Пб.: Гидрометеоиздат, 2000. 780 с.

В.И. Ковалев;
А.Ш. Шихахмедов
ВУНЦ ВВС «Военно-воздушная академия им. проф. Н.Е. Жуковского и Ю.А. Гагарина», г. Воронеж

МЕТОДИКА РАСЧЕТА ИЗМЕНЕНИЙ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСВЕЩЕННОСТИ В ТЕЧЕНИЕ ТЕМНОГО ВРЕМЕНИ СУТОК В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Естественная освещенность ночью является основным фактором, влияющим на видимость объектов. В работе предложена методика определения естественной освещенности в темное время суток в зависимости от метеорологических условий. Определены зависимости естественной освещенности от количества и формы облачного покрова. Предложен программный комплекс позволяющий оценивать изменения естественной освещенности в течение темного времени суток в зависимости от основных факторов, влияющих на нее и представлять визуально их изменения для адекватной оценки условий видимости в темное время суток.

Ключевые слова: естественная освещенность, метеорологические условия, дальность видимости, ночь.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время, с развитием техники, перед авиацией ставятся новые задачи по выполнению визуальных работ ночью. При этом встаёт задача обеспечения летного и диспетчерского состава информацией об условиях визуальной ориентировки в темное время суток. Известно [1], что первостепенное влияние на видимость в тёмное время суток оказывает не столько прозрачность атмосферы, как это бывает днём, а естественная освещённость (ЕО), которая на сегодняшний момент практически не изучена.

ЕО состоит главным образом из освещенности, создаваемой Лунным диском, его ослабление облачным слоем (форма и количество баллов облаков), а также его отражение или поглощение в зависимости от типа подстилающей поверхности. Из этого следует, что не учет метеорологических условий приводит к большим погрешностям в оценке ЕО и условий видимости в районе выполнения специальных работ. Но до сегодняшнего момента определённой методики анализа и прогноза ЕО в зависимости от метеорологических условий в тёмное время суток нет. Исходя из этого, возникает противоречие, связанное с тем, что на сегодняшний момент полеты производятся в темное время суток без учета условий ЕО или работы на ночь останавливаются полностью [1].

Поэтому целью статьи является разработка методики расчета изменений естественной освещенности в течение темного времени суток в зависимости от метеорологических условий, создание программного комплекса, который бы смог наглядно производить представление изменений естественной освещенности, что способствовало бы более адекватной оценки возможности по применению авиации ночью.

Исходными данными являются теоретические исследования видимости в атмосфере и практика воздушной навигации [3, 4, 5, 6, 7].

МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЯ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСВЕЩЕННОСТИ

Для адекватной оценки возможности выполнения работ связанных с видимостью в темное время суток необходимы реальные данные о ЕО. Причем необходимо учесть, что принятые на сегодняшний момент данные о видимости самосветящихся ориентиров или данные о прозрачности атмосферы ни являются показательными, и их применение может приводить к существенным ошибкам при выработке решения командиром.

Для расчета значений ЕО в районе аэродрома предлагается использовать зависимость световосприятия глаза человека от условий ЕО. Поэтому, предлагается на 1 этапе оценки условий ЕО в темное время суток производить на основе использования специальных маркеров. Данные маркеры представляют собой круг Ламбера (рисунок 1) [2].

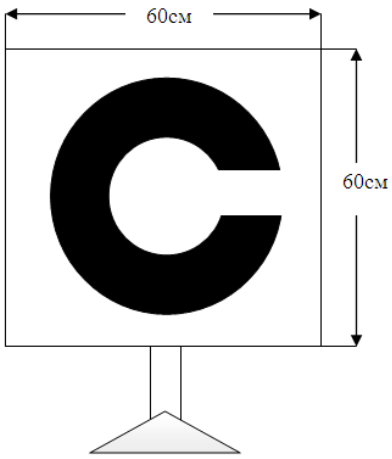


Рис.1. Щит с кругом Ламбера для оценки значений естественной освещенности

Круг Ламбера представляет собой щит размерами 60*60 см на подставке с изображением С-образной фигуры. Этот прибор предназначен для оценки критериев зрения и видимости. Считается, что видно, когда различим просвет в С образной фигуре [2].

Для производства наблюдений необходимо разместить 5 щитов с кругом Ламбера на каждом в определенных местах вдоль одной линии, видимость которых будет соответствовать градациям ЕО в зависимости от расстояния до наблюдаемого щита (рисунок 2).

Градации ЕО в зависимости от расстояния до цели:

расстояние от места наблюдения до первого щита составляет 4 м, что соответствует ЕО 0.0005 Лк);

расстояние до второго –8 м, что соответствует ЕО 0.005 Лк;

расстояние до третьего – 15 м, что соответствует ЕО 0.02 Лк;

расстояние до четвертого –25 м, что соответствует ЕО 0.1;

расстояние до пятого щита –40 м, что соответствует ЕО 0.3Лк и более.

Исходя из этой схемы (рисунок 2) можно сделать вывод, что при условиях, когда виден, шит 1 или даже он не виден, условия видимости наихудшие. Проведение работ не возможно: применение специальных осветительных средств будет вести к ослеплению личного состава, специальные приборы ночного видения будут фрагментировать изображение и применение их неэффективно, но видимость огней (самосветящихся ориентиров) будет наилучшая.

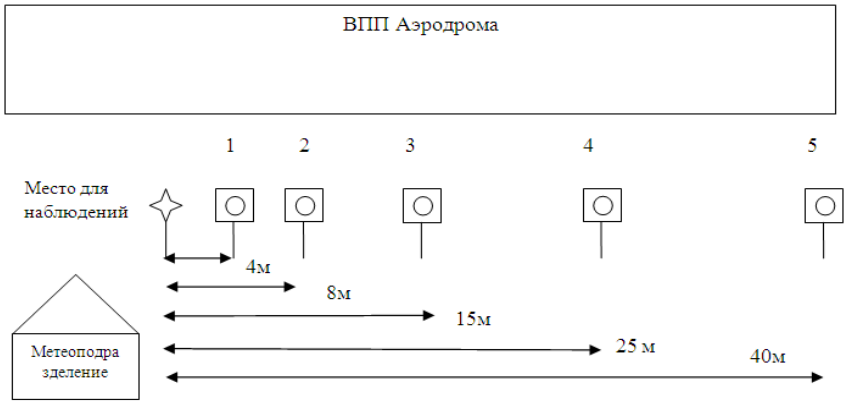


Рис.2. Схема распознавания ориентиров видимости на аэродроме для оценки естественной освещенности

При видении 2 щита условия ЕО будут препятствовать выполнению работ. Проведение работ мало возможно: применение специальных осветительных средств будет эффективно способствовать выполнению работ, но время аккомодации зрения будет завышено, специальные приборы ночного видения будут работать, но дальность их видимости будет занижена

относительно данных ТТХ на 40-50% и применение их малоэффективно, видимость огней (самосветящихся ориентиров) будет хорошая.

При видении 3 щита условия ЕО будут хорошие для выполнения работ. Проведение работ возможно: применение специальных осветительных средств будет эффективно способствовать выполнению работ, время аккомодации зрения будет наилучшим, специальные приборы ночного видения будут работать, но дальность их видимости будет занижена относительно данных ТТХ на 20%, видимость огней (самосветящихся ориентиров) будет хорошая.

При видении 4 щита условия ЕО будут наилучшие для выполнения работ. Проведение работ возможно: применение специальных осветительных средств будет способствовать выполнению работ, время аккомодации зрения будет наилучшим, специальные приборов ночного видения будут работать с наибольшей эффективностью, видимость огней (самосветящихся ориентиров) будет удовлетворительная.

При видении 5 щита условия ЕО будут способствовать для выполнения работ. Проведение работ возможно: применение специальных осветительных средств будет малоэффективно способствовать выполнению работ, так как будет несущественно вносить изменения в ЕО, специальные приборы ночного видения будут работать хуже заявленных производителем показаний возможно «снежение» изображения в связи с высоким значением ЕО, видимость огней (самосветящихся ориентиров) будет наихудшая.

Положительными сторона применения данного метода является его простота и доступность установки на местности. Проведенная верификации, предложенного метода оценки ЕО, на основе видимости щитов, показала возможность ее применения в повседневной практике метеорологических подразделений для оценки ЕО в зависимости от метеорологических условий.

МЕТОДИКА ОЦЕНКИ ЕСТЕСТВЕННОЙ ОСВЕЩЕННОСТИ В ЗАВИСИМОСТИ ОТ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ

Для оценки изменений ЕО необходимо произвести прогноз влияния метеорологических условий на ЕО в темное время суток и оценить вносимый ими вклад. Освещенность в ТВС при безоблачном небе складывается из света, падающего от Луны, свечения неба и свечения самой атмосферы. Последние два фактора в совокупности вносят гораздо меньший вклад по сравнению с первым. Поэтому принято считать, что ЕО создается Луной [3].

Лунный месяц обычно делится на 4 фазы, в зависимости, от которых определяется время нахождения Луны на небосводе и этими данными пользуются при оценке ЕО. Как показала практика, не учет метеорологических условий ведет к большим погрешностям по оценки ЕО. Особенно важную роль для ЕО ночью играет облачность. Ночью, она, как и днем рассеивает световой поток, следовательно, облачность будет производить ослабление светового потока и уменьшать ЕО в ТВС в той же пропорции, что и днем [3].

По данным инструментальных измерений ЕО были определены три класса облачности, которые определяют условия ЕО в ТВС:

Облака малой оптической плотности (перистые, перисто-слоистые и перисто-кучевые (мощность которых невелика)).

Облака средней оптической плотности (кучевые, слоисто-кучевые мощностью менее 300м, слоистые мощностью менее 100м, высокослоистые и высококучевые).

Облака большой оптической плотности (кучево-дождевые, мощно-кучевые, слоисто-кучевые, дождевые, слоистые мощностью более 100м и слоисто-кучевые мощностью более 300м).

Случаи наблюдения нескольких слоев облачности относятся к облачности большой оптической плотности.

Особое влияние на ЕО в темное время суток оказывает подстилающая поверхность, зависящая от ландшафта местности. Она отражает Лунный свет при снежном покрове или поглощает его при мертвой растительности в переходный период года. Характеристики ландшафта местности зависят от времени года, географического района и влияют на контраст объекта на фоне. На основе этих характеристик, в регионе, были выделены следующие типы ландшафтов в зависимости от альбедо поверхности:

Ландшафт со снежным покровом (нейтральный).
Ландшафт с мертвой растительностью
Ландшафт с зеленой растительностью

Каждый из этих трех видов ландшафта имеет свою отражательную способность, что влияет на изменение ЕО в темное время суток. Исходя из изложенного, была разработана методика оценки ЕО в зависимости от метеорологических условий представленный на рисунке 3 в виде блок схемы.

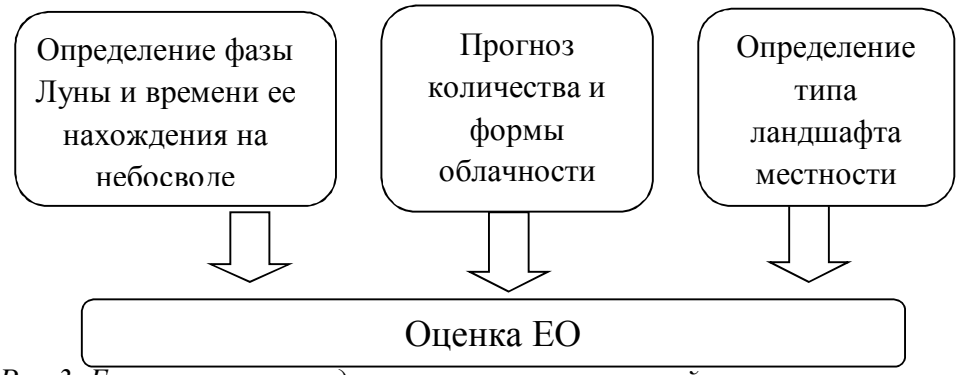


Рис.3. Блок- схема методики оценки естественной освещенности в зависимости от метеорологических условий

ПРАКТИЧЕСКАЯ РЕАЛИЗАЦИЯ

Для оценки ЕО ночь в зависимости от метеорологических условий была создана программа, графический интерфейс которой представлен на рисунке 4.

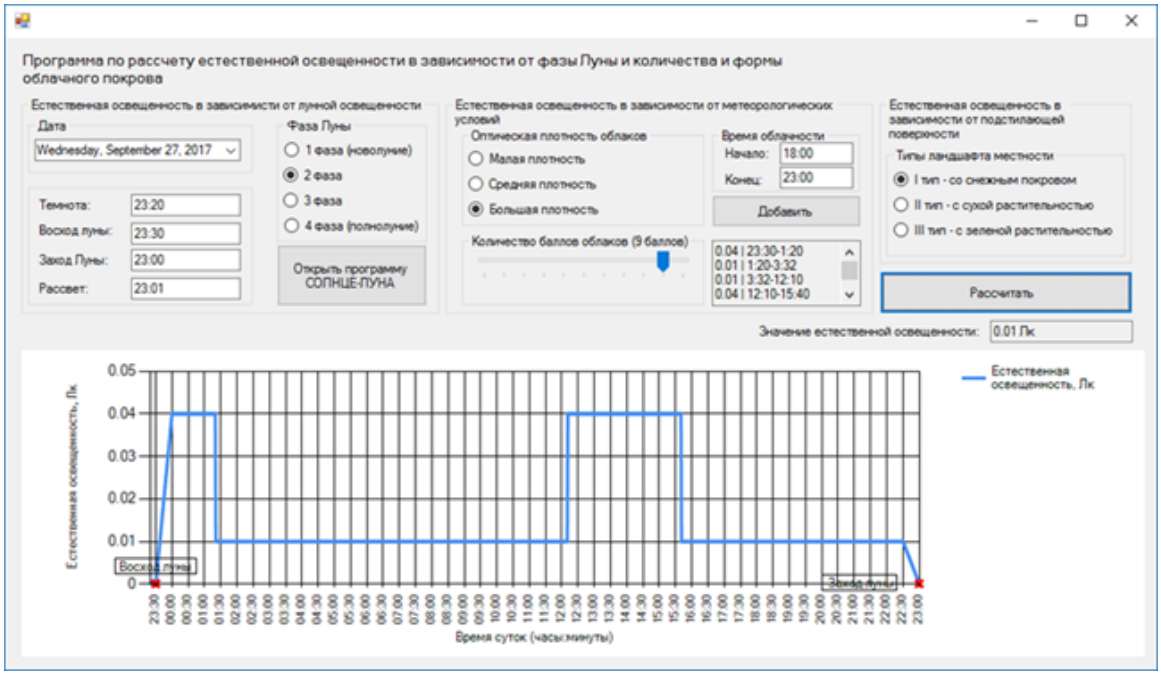


Рис.3. Пример интерфейса программы «Расчет естественной освещенности в зависимости от метеорологических условий»

Для расчета ЕО необходимо ввести параметры в каждом блоке.

В блоке «Естественная освещенность в зависимости от лунной освещенности» требуется ввести значения в поля: «Темнота» (время захода Солнца), «Восход Луны», «Заход Луны», «Рассвет» (время восхода Солнца) и выбрать фазу Луны.

В блоке «Естественная освещенность в зависимости от метеорологических условий» необходимо указать оптическую плотность облаков, количество баллов облаков и время, в течение которого данная облачность наблюдалась.

В блоке «Естественная освещенность в зависимости от подстилающей поверхности» нужно выбрать тип подстилающей поверхности.

После ввода всех параметров нужно нажать на кнопку «Рассчитать». После этого будет рассчитана ЕО и построен график ЕО в течение всей ночи, как показано на рисунке 3.

Проверка достоверности данной программы показала на возможность ее применения в повседневной практике при планировании выполнения авиационных работ в темное время суток.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенная методика расчета изменений ЕО в течение темного времени суток в зависимости от метеорологических условий, и созданный на ее основе программный комплекс, позволяют наглядно производить представление изменений ЕО, что будет способствовать более адекватной оценки возможности по применению авиации ночью

Список используемых источников

1. *Дорофеев В.В*. Видимость для авиационных целей./ В.В.Дорофеев. И.О.Бакланов, А.В. Степанов, В.И. Ковалев // Монография – Воронеж: ВУНЦ ВВА «ВВС» 2014. 209 с.

2. *Кравков С.В*. Глаз и его работа. Психофизиология зрения. Гигиена освещения. Свердловск: Медгиз, 1945. 355 с.

3. *Шаранов В.В.* Измерение и расчет видимости далеких предметов. – М.: Гостехиздат, 1947. 142 с.

В.И. Козлов*
кандидат физико-математических наук;
А.П. Доронин**,
доктор технических наук, профессор;
В.М. Петроченко **,
кандидат технических наук;
В.В. Удриш ***
* Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург
** ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург,
*** Гидрометеорологическая служба ВС РФ, г. Москва

ФИЗИЧЕСКИЕ ОСНОВЫ ТЕРМОИОНИЗАЦИОННОГО МЕТОДА РАССЕЯНИЯ ТУМАНОВ

В статье рассматриваются физические основы термоионизационного метода рассеяния туманов. Показано, что предлагаемый метод является оперативным, мобильным, экономически выгодным. Для его реализации может быть использована автотехника и кассетные фейерверочные изделия с реагентом.

Ключевые слова: термоионизационный метод, туманы, рассеяние, капли, микроэлектрическая неустойчивость, реагент.

ВВЕДЕНИЕ

Туман относится к опасным явлениям погоды. Наличие тумана затрудняет или делает невозможным взлет и посадку самолетов, влияет на движение дорожного и водного транспорта. Сильные и продолжительные туманы приводят к большим экономическим потерям в различных видах хозяйственной деятельности, а нередко и к человеческим жертвам в результате ДТП и авиационных катастроф. Изучение возможностей рассеяния туманов является одной из важнейших задач прикладной метеорологии. Поисками решения этой проблемы стали заниматься с момента начала развития авиации. Особенно остро эта проблема стала в последние десятилетия в связи с появлением высокоскоростных транспортных средств различного назначения. В докладе рассматривается термоионизационный метод рассеяния туманов.

ОБРАЗОВАНИЕ ТУМАНОВ

При образовании и эволюции туманов целесообразно различают внешние и внутренние факторы.

К внешним факторам можно отнести синоптические условия, температурный и ветровой режимы, влагосодержание, напряженность электрического поля атмосферы и другие факторы. Внутренние факторы определяются микроструктурой тумана, коллоидной и микроэлектрической неустойчивостью капель тумана, электрическими зарядами капель и кристаллов, ионообразованием в тумане, динамическими характеристиками (турбулентность, броуновское движение и др.). Основными характеристиками тумана являются: водность, размеры, число и заряды капель; температурный и ветровой режимы и др. параметры [1]. Так, в качестве примера на рисунке 1 приведено распределение капель по размерам [2].

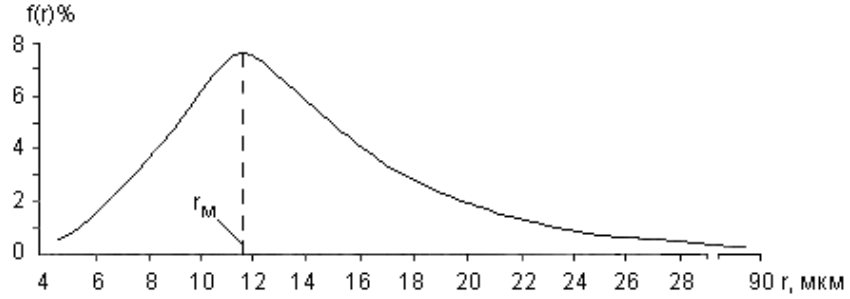


Рис.1. Распределение капель тумана по размерам

Внутренние факторы являются существенными при эволюции тумана и особенно при разработке методов искусственного улучшения видимости в тумане. Обычно частицы туманов заряжены и поэтому имеют составляющую движения, обусловленную действием на них кулоновской силы электостатического взаимодействия, силы электрического поля поляризации капли, силы притяжения в результате индукции противоположного заряда. К образованию электрических зарядов на частицах тумана приводят многие элементарные процессы. Это прежде всего структура молекулы воды (диполь), фазовое состояние и фазовые переходы воды, адсорбция ионов, рост и разрушение капель за счет гидратированных ионов при достижении предела Рэлея (микроэлектрическая неустойчивость мелких капель [3]), слияние заряженных капель и ряд других процессов.

На движение частицы действуют как внешние так и внутренние силы: гравитационные (силы тяжести) и гидродинамические силы (турбулентность воздуха), силы трения, броуновское движение, электрические силы. При равновесии этих сил частица будет находиться в атмосфере в взвешенном состоянии. Существует критическое число Стокса ($Sk_{кр}$= 1,214), согласно которому капли радиусом $R_{кр}$=18 мкм и менее удерживаются в атмосфере за счет сил вязкости [4]. Этим эффектом объясняется метастабильное состояние (коллоидная устойчивость) мелких капель воды (r < 18 мкм) в атмосфере, так как только при r > $R_{кр}$ начинается гравитационное оседание капель. Для рассмотрения эволюции тумана рассмотрим подробнее структуру капли и молекулы воды, ионизацию и микроэлектрическую неустойчивость капель (рисунок 2).

а б в

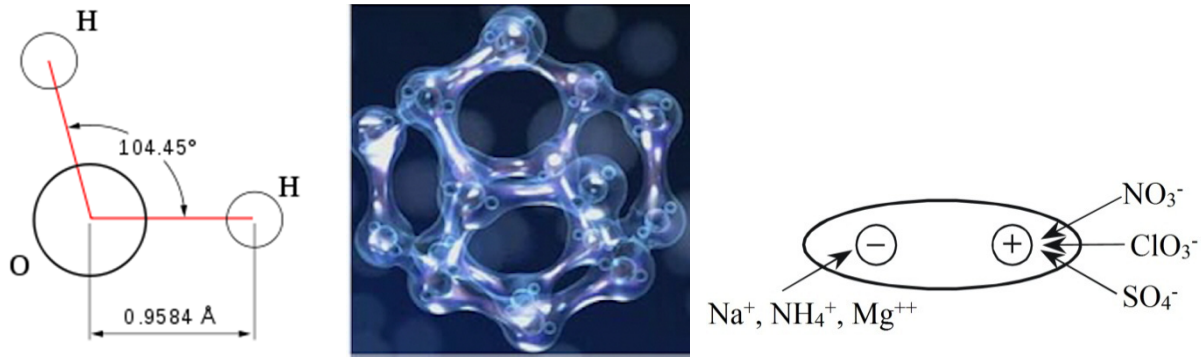


Рис. 2. Структура молекулы воды и капли: а) вид молекулы воды, б) водородные связи, в) структуированная капля воды под микроскопом (фото Масару Эмото), в) диполь молекулы воды.

Молекулы при "плотной упаковке" в капле занимают только 0,53 часть площади и 0,38 часть объёма общей массы воды.

Поскольку молекулы воды дипольные, их «конструкционные» свойства как универсального растворителя можно объяснить тем, что (возьмем «структурную единицу» воды - пластину) в каждую «структурную единицу» воды влетает частица или частицы веществ (ионы) и остаются в ней соответственно полюсу диполя воды, т.е. газы Cl_2^-, F_2^-, N_2^-, O_2^- и т.д. внедряются в плюсовую часть диполя, а Na^+, K^+, Mg^{++} и т.д. - в минусовую часть (рисунок 2в). Если атмосферные аэрозоли представляют собой смесь положительно и отрицательно заряженных частиц, то вода за счет двухполюсной системы молекул приобретает свойство «универсальности», захватывая одновременно и «легкие» и тяжелые частицы различных размеров.

Заряженные частицы в атмосфере являются основными источниками ионизации воздуха. Атмосферные ионы возникают в результате ионизации, генерируемой космическими лучами, радиоактивностью почвы, воздуха, грозовой активностью и другими факторами, и играют существенную роль в процессах тумано-, облако- и осадкообразования в естественных условиях. Взаимодействие атмосферных ионов с аэрозольными частицами сопровождается, как правило, конденсационным ростом частиц. Впервые на это обратил внимание С.Вильсон [5] , наблюдая мгновенную конденсацию водяного пара в камере с пересыщением в 400% при введении отрицательных ионов. Это означает, что на начальной стадии развития тумана и облачности

изменение ее физических характеристик тесно связано с атмосферными ионами. У поверхности земли концентрация легких ионов n_i составляет10^8 м$^{-3}$ при преобладании положительных ионов, по разным источникам $n_1/ n_2 = 1,1 \div 1,2$.

МИКРОЭЛЕКТРИЧЕСКАЯ НЕУСТОЙЧИВОСТЬ КАПЕЛЬ ВОДЫ

Избирательные свойства поверхности воды связаны с двойным электрическим слоем (ДЭС) на границе вода-атмосфера. ДЭС на границе вода-атмосфера образуется в результате несимметричности молекулы воды, состоящей из двух разнородных атомов (рисунок 2а,в). В результате этого в поверхностном слое жидкости существует слой ориентированных полярных молекул воды, причем молекулы H_2O на поверхности воды ориентированы отрицательными полюсами наружу, а положительными – внутрь. Согласно теории Я. И. Френкеля [6], избирательная адсорбция ионов поверхностью воды объясняется более легким проникновением отрицательных ионов через двойной электрический слой, чем положительных. Это обусловлено тем, что под влиянием электрического поля ориентированных диполей (на рис.2 отчетливо видно, что положительные полюсы молекул воды в капле направлены в сторону пустот) отрицательно заряженные ионы, попадающие на водную поверхность, начинают двигаться внутрь жидкости, а положительные ионы остаются на поверхности и могут испаряться также, как и нейтральные молекулы воды.

На границах такого ДЭС скачок потенциала равен 0,26 В, а толщина слоя – $5\text{-}10^{-9}$ м.

В равновесном состоянии скачок потенциала в ДЭС на поверхности капли компенсируется электрическим полем отрицательного заряда капли

$$\varphi = Q/4\pi r\varepsilon_0, \qquad (1)$$

где φ - скачок потенциала в ДЭС; ε_0 – диэлектрическая проницаемость вакуума, r- радиус капли (м).

Отсюда, значение равновесного заряда Q капли равно (Кл)

$$Q = 4\pi r\varepsilon_0\varphi \qquad (2)$$

На ионы действует электростатическая сила,F

$$F = Qq/4\pi r^2\varepsilon_0, \qquad (3)$$

При этом напряженность электрического поля равна

$$E = Q/4\pi r^2\varepsilon_0, \qquad (4)$$

а потенциальная энергия (W) положительно заряженного иона

$$W = Qq/4\pi r\varepsilon_0 . \qquad (5)$$

В соответствии с законом Больцмана, распределение ионов в поле вокруг капли будет описываться формулой

$$N_{\pm}(r) = N_{\pm}(\infty)\exp(-Qq_{\pm}/4\pi r\varepsilon_0 kT), \qquad (6)$$

где $N_{\pm}(r)$ – концентрация ионов у поверхности капли; $N_{\pm}(\infty)$ - концентрация ионов на удалении от капли.

На основании приведенных выражений можно получить скорость изменения электрического заряда капли:

$$dQ/d\tau = q_+\pi r^2 V_+ N_+ (\infty)\exp(-Qq_+/4\pi r\varepsilon_0 kT)\exp(-A/kT) + q_-\pi r^2 V\text{-}N\text{-}(\infty)\exp(-Qq_-/4\pi r\varepsilon_0 kT) \qquad (7)$$

где $V_{\pm}$ - средняя тепловая скорость движения ионов.

Выражение для равновесного заряда капли $q_+ = q_-$ может быть получено при $dQ/d\tau = 0$

$$Q = 2\pi r\varepsilon_0 kT/ q_+\{\ln(V_+N_+ (\infty)/ V\text{-}N\text{-}(\infty)) - A/kT\} \qquad (8)$$

По формуле (8) теоретически определяются предельные заряды капель в облаке: максимальный положительный заряд $Q^{+}_{max}(r) = 4\pi r^2 \varepsilon_0 \, 2 \cdot 10^{10}$ и максимальный отрицательный $Q^{-}_{max} = 4\pi r^2 \varepsilon_0 10^9$. Если величина Q превосходит максимальный заряд капли, то энергия электростатического поля заряда капли будет больше ее поверхностной энергии. В этом случае происходит дробление капли из-за близости одноименных зарядов. Происходит это в силу того, что на поглощение каплей ионов (электронов) накладывается дополнительное ограничение, получившее название «предел Рэлея» [7]. С учетом вышеизложенного ниже представлено описание термоионизационного метода рассеяния тумана.

ТЕРМОИОНИЗАЦИОННЫЙ МЕТОД РАССЕЯНИЯ ТУМАНА

В основе термоионизационного метода рассеяния тумана лежит использование микроэлектрической неустойчивости капель тумана при достижении ими предельного заряда (предела Рэлея). Рассмотрим физический механизм осаждения капель тумана при введении ионов, генерируемых искусственным путем. В таблице 1 представлены измерения зарядов капель в тумане и ионный предел, при достижении которого капля разлетается на ряд более мелких капель.

Таблица 2.

Предельное число элементарных зарядов на частице [7].

Предел	Диаметр частиц, мкм		
	0,01	1,0	100
Ионный	$3{,}47 \cdot 10^2$	$3{,}47 \cdot 10^6$	$3{,}47 \cdot 10^{10}$
Электронный	$1{,}72 \cdot 10$	$1{,}72 \cdot 10^5$	$1{,}72 \cdot 10^9$
Предел Рэлея	$4{,}45 \cdot 10$	$4{,}45 \cdot 10^4$	$4{,}45 \cdot 10^7$

Из данных таблицы видно, что до достижения предела Рэлея естественным каплям тумана далеко. Следовательно, капли тумана будут адсорбировать искусственно введенные ионы, увеличивая свои размеры. Спектр капель тумана состоит из капель разных размеров от 0,01 мкм до 50-60 мкм. Ионный предел для капель диаметром 0,01 мкм равен 347 элементарных зарядов.

Для искусственного заряжения капель туманов был использован метод генерации ионов каронирующими электродами. В опытах Ленинградского института экспериментальной метеорологии, проводившихся в 1934 – 1936 гг. в районе г.Гагры ижектирование ионов осуществлялось непосредственно в туман. Было обнаружено положительное воздействие такого заряжения на коагуляцию капель тумана, поскольку в радиусе 20 м от установки инжектирования наблюдалось рассеяние тумана.

Для искусственного просветления тумана необходимо инициировать процесс укрупнения капель тумана до гравитационного выпадения. Из метастабильного состояния туман выводится введением дополнительного количества ионов, образовавшихся в результате горения пиротехнической смеси. Микроэлектрическая неустойчивость капель тумана определяется возможностью адсорбировать мелкими каплями воды ионы до достижения предела Рэлея. При достижении предела Рэлея капля разлетается на несколько мелких заряженных капель, которые затем адсорбируются более крупными. Так как предел Рэлея у более крупных капель на несколько порядков больше, чем у мелких, то при достижении такой каплей радиуса 18-20 мкм начнется гравитационное выпадение капель с захватом более мелких. Процесс улучшения видимости в тумане составит 5-15 мин. Оперативность и мобильность способа достигается использованием автотранспорта и многоствольных пусковых установок фейерверочного типа [8] с пиротехническим составом [9] для рассеяния тумана (рис.3).

Общая классификация методов, основанных на использовании электрических сил для искусственной ионизации при воздействии на туманы и облака проведена в 1976 году В.В. Смирновым [10].

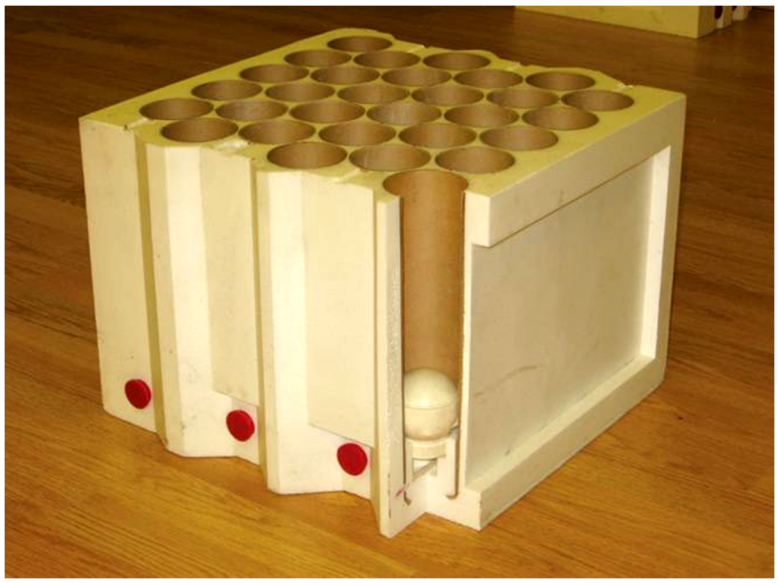


Рис.3. Многоствольная пусковая установка фейерверочного типа [11]

Реализации термоионизационного способа рассеяния тумана была осуществлена впервые в 1989 г. В период с 15 марта по 10 мая 1989 г. в Воздушной высокоширотной экспедиции «Север-41» были выполнены испытания средств активных воздействий для рассеяния туманов. В качестве средств активного воздействия использовались опытные образцы пиропатронов ПВ-26 с калиево-магниевым составом, обозначаемые в дальнейшем как САГ-ФХС. В результате испытаний установлено, что при отстреле САГ-ФХС наблюдалось укрупнение капель тумана с образованием в зоне воздействия полусферы рассеяния тумана. Отстрел 30 пиропатронов вдоль взлетно-посадочной полосы при отсутствии погодного минимума позволил улучшить метеорологическую дальность видимости и производить летные работы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В докладе дается обоснование термоионизационного метода просветления туманов, предлагается использовать пиротехнические изделия фейерверочного типа, обеспечивающие искусственную ионизацию в тумане. Просветление в тумане основано на на использовании микроэлектрической неустойчивости капель тумана. При достижении предела Рэлея мелкие капли разлетаются на отдельно заряженные ионы, которые адсорбируются более крупными каплями, увеличивая их радиус до размеров гравитационного оседания. Ориентировочное время просветления тумана составляет 5-15 мин. Метод является оперативным, мобильным, экономически выгодным. Для его реализации может быть использована автотехника и кассетные фейерверочные изделия с реагентом.

Список используемых источников

1. Мамучиев И. М., Калов Х. М. Туманы и активное воздействие на них. – Нальчик: ООО «Полиграфсервис и Т», 2011. – 122 с.
2. Матвеев Л.Т. Основы общей метеорологии. Физика атмосферы. -Л.: Гидрометеоиздат, 1984. - 752с.
3. Козлов В.Н., Коршун Н.А. Термоионизационный способ рассеяния туманов// Метеоспектр.- 2014. – Вып. 4. – С. 150-162.
4. Левин Л.М. Исследования по физике грубодисперсных аэрозолей. - М.: Изд. АН СССР.- 1961.- 266 с.
5. Wilson C.T.R. Condensation of water vapour in the presence of dust-free air and other gases// Phil/ Trans. Roy. Soc. A.193. – 1889. – P. 289.
6. Френкель Я. И. Теория явлений атмосферного электричества. Изд. 2-е, испр.- М.: Комкнига, 2007.-160 с.

7. Райст П. Аэрозоли.- М.: Мир. – 1987. – 278 с.
8. Базилевич В.В., Кирюхин Б.В., Оболенский В.Н., Токмачев С.М. Горные экспедиции ЛИЭМ 1934-1936 гг. в районе г. Гагры// Тр. НИУ ГУГМС СССР. – 1941. - Сер. 1. –Вып.1;5.
9. Козлов В.Н., Лихачев А.В., Окунев С.М., Фомин В.А., Соснов А.В. Состав для рассеивания облаков и туманов.// Патент РФ № 2090549. – Россия. – МПК C 06 D 3/00 , C 06 B 31/02, A 01 G 15/00.- № заявки 94004563/02 от 08.02.1994 .- Опубл. 20.09.1997, Бюл. №26 (IIч), С. 378.
10. Смирнов В.В. О воздействии на облака с помощью заряженных частиц// Тр. ИЭМ.- 1972. – Вып.2(36). – С. 3-32.
11. Колосков Б.П., Корнеев В.П., Щукин Г.Г. Методы и средства модификации облаков, осадков и туманов.– Санкт-Петербург: Изд. РГГМУ, 2012. – 342 с.

В.И. Козлов*
кандидат физико-математических наук;
В.Н. Морозов**
доктор физико-математических наук;
П.М. Нагорский***
доктор физико-математических наук;
К.Н. Пустовалов***;
А.А. Торопов*
кандидат физико-математических наук;
* Институт космофизических исследований и аэрономии им. Шафера СО РАН
** Главная геофизическая обсерватория им. Воейкова
*** Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН

ЭКСТРЕМАЛЬНО НИЗКИЕ ТЕМПЕРАТУРЫ И ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ СОСТОЯНИЕ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ НА ТЕРРИТОРИИ СИБИРИ

Представлен анализ вариаций атмосферно-электрических, метеорологических и аэрологических величин при экстремально низких температурах. Рассмотрены вопросы связи обезвоживания атмосферы и эволюции вариаций атмосферно-электрических величин приземного слоя при понижении температуры до экстремальных значений и образования ледяного тумана.

Ключевые слова: туман, атмосферное электричество, экстремально низкая температура.

ВВЕДЕНИЕ

Зимой при антициклоническом режиме погоды и экстремально низких температурах на территории Западной и Восточной Сибири образуются длительные ледяные туманы, которые при дальности видимости S_d менее 100 м являются опасным метеорологическим явлением. В населенных пунктах они возникают из-за интенсивного поступления в атмосферу аэрозольных частиц и влаги в результате хозяйственной деятельности. Образование ледяных туманов кардинальным образом меняет оптические и электрические свойства атмосферы [1]. Однако до настоящего времени неясно как образование ледяных туманов при экстремально низких значениях температуры t изменяет спектр вариаций напряженности электрического поля E; каким образом связаны вариации E и полярных электропроводностей атмосферы $\lambda_\pm$ с изменениями температуры t и влажности h_a.

Цель работы – исследование вариаций электрического состояния приземного слоя атмосферы при понижении температуры до экстремальных значений и образования зимних туманов.

МЕТОДОЛОГИЯ ПРОВЕДЕНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Исследования воздействия низких температур на электрическое состояние приземной атмосферы проведены на основе данных мониторинга напряженности электрического поля E (Томск, Якутск), полярных электропроводностей атмосферы $\lambda_\pm$, основных метеовеличин и параметров турбулентности (Томск). Эти данные дополнены данными метеостанций Томска, Якутска (https://rp5.ru/), аэрологического зондирования (http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html) и инструментов ATOVS и MODIS спутников «NOAA», «Aqua» и «Terra».

АНАЛИЗ И ОБСУЖДЕНИЕ ДАННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Понижение температуры до ~ –40°С и ниже приводит к образованию ледяного тумана, ограничению S_d и практически полному удалению влаги из атмосферы, и трансформации спектра флуктуаций электрического поля Е в белый шум. Примеры вариаций метеовеличин в приземном слое, высотный разрез температуры и абсолютной влажности q во время экстремальных температур в г. Якутске (левые панели) и г. Томске (правые панели) приведены на рис. 1.

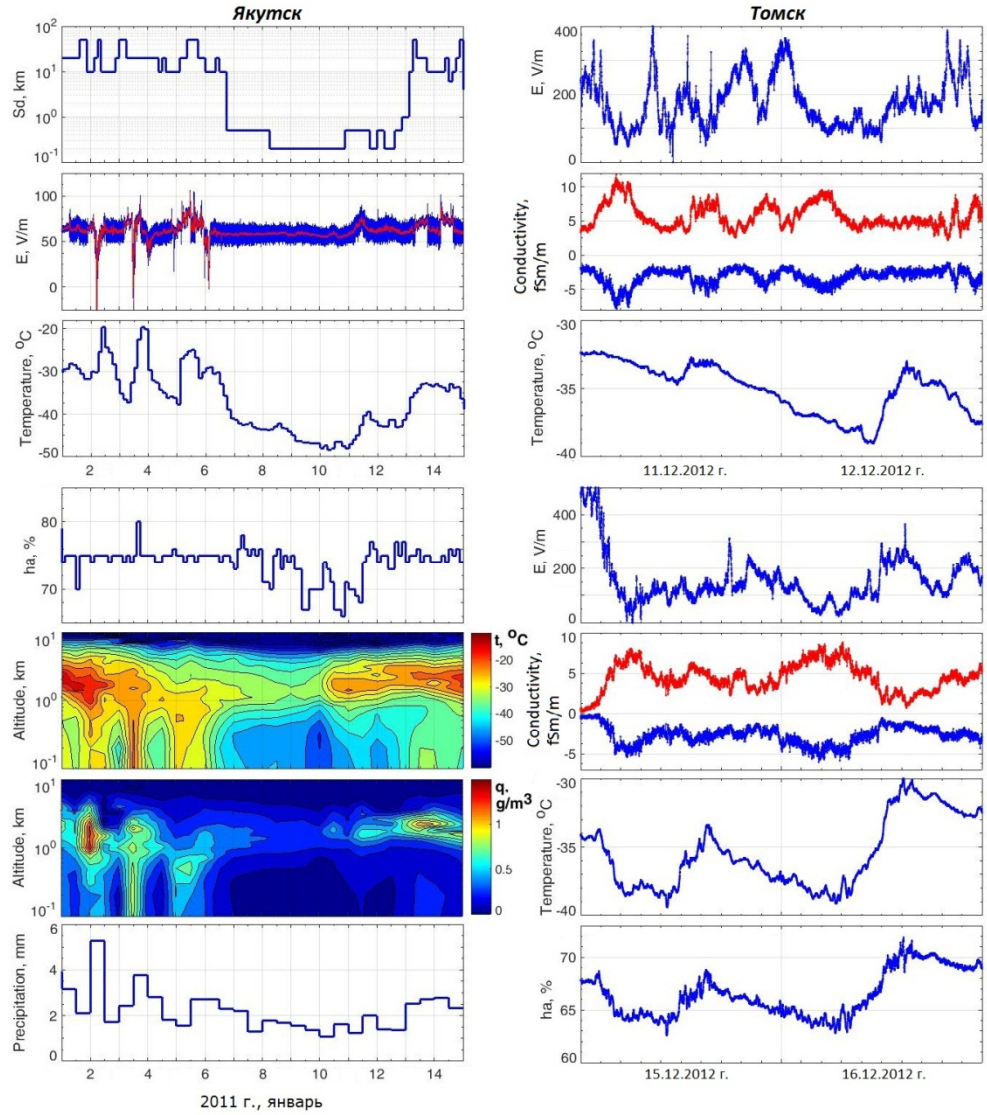


Рис. 1. Временной ход метеовеличин, зарегистрированных в Якутске (январь 2011 г.) и Томске декабрь 2012г. Слева сверху – вниз: дальность видимости Sd; электрическое поле E; температура t; относительная влажность ha; данные аэрологического зондирования (температура; абсолютная влажность; интегральная влажность). Справа сверху – вниз: электрическое поле E; полярные электропроводности; температура t; относительная влажность ha для двух случаев понижения температуры до экстремальных значений.

По данным г. Томска возможен и противоположный вариант развития электрических процессов в приземном слое при понижении t до -30° С и более. Величины E и её низкочастотные флуктуации значительно возрастают, а $\lambda_{\pm}$ падают до минимальных значений.

В отсутствие тумана спектр колебаний E можно разделить по периодам на три участка: горизонтальный (белый шум, верхняя граница не превосходит десятка секунд); линейного роста, обусловленный турбулентным перемешиванием [2-3], и участок, связанный с насыщением, нижняя граница которого равна или превосходит 30 минут (рис. 2а, точки – исходный спектр, отрезки – аппроксимации выделенных участков). Во время ледяных туманов верхняя граница диапазона электростатических шумов (белый шум), возрастает более чем на порядок и составляет не менее 10-60 минут. Нижняя граница участка спектра, связанного с насыщением, возрастает до сотен минут (рис. 2б). Сравнение данных, полученных в Томске и Якутске, показало, что при понижении t, уменьшении S_d и низкочастотных вариаций E полярные электропроводности $\lambda_{\pm}$ возрастают.

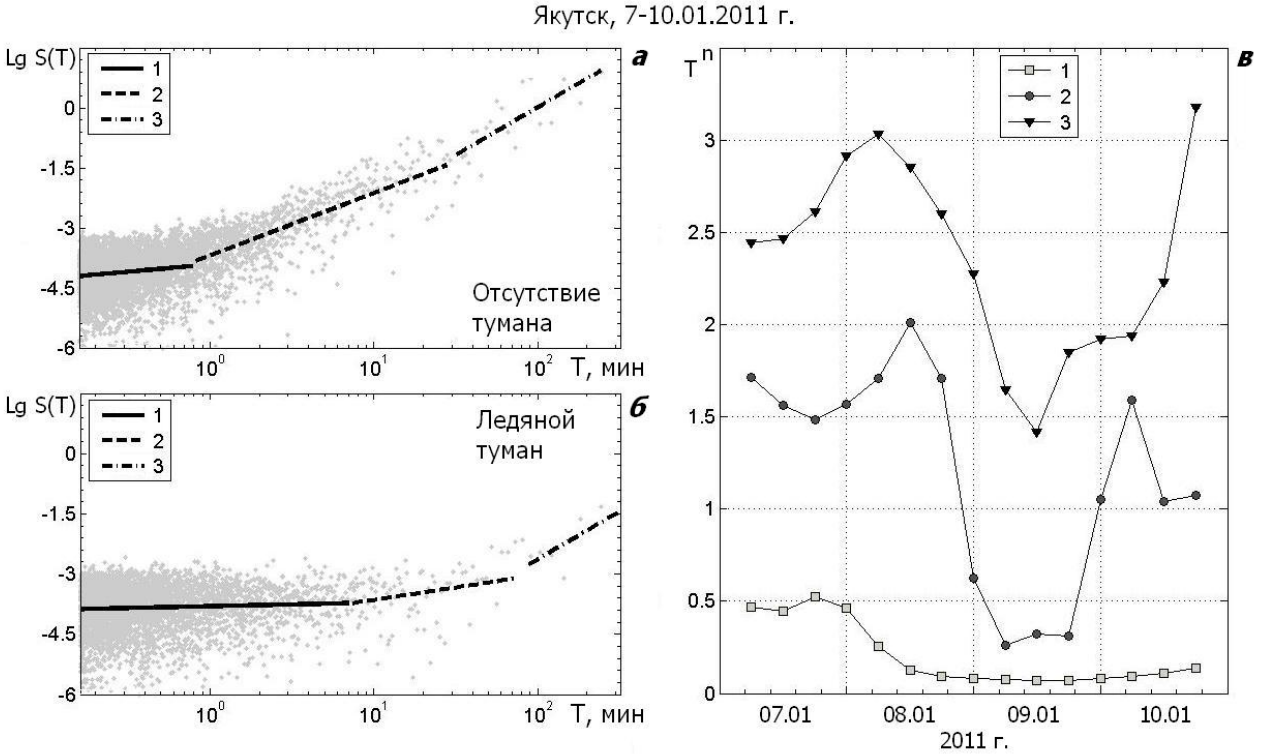


Рис.2. Спектры флуктуаций электрического поля в г. Якутске зимой (а, б) и динамика наклона участков спектра во время тумана (в). При проведении спектрального анализа обрабатывался 12-ти часовый интервал, сдвиг вдоль реализации составил 6 часов.

Эти изменения указывают на то, что основную роль в трансформации спектра вариаций E играет обезвоживание тропосферы, а удаление влаги из атмосферы связано, по-видимому, со спонтанной кристаллизацией, которая при $t \sim -39 \div -41$°C значительно ускоряется [4-5]. В обоих сценариях, по-видимому, ключевая роль принадлежит процессам, регулирующим сток легких ионов на аэрозоль (гидрометеоры), что обеспечивает текущую электропроводность приземного слоя атмосферы и, следовательно, напряженность электрического поля E [6], а отличия в сценариях определяются балансом концентраций в приземной атмосфере гидрометеоров субмикронного и микронного размеров, обеспечивающим разницу в скоростях исчезновения легких ионов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основную роль в эволюции спектров вариаций E и $\lambda_{\pm}$ во время образования зимних ледяных туманов и экстремально низких температурах играет обезвоживание атмосферы, которое контролирует сток легких ионов на гидрометеоры субмикронного и микронного размеров.

Список использованных источников

1. *Пхалагов Ю.А., Ужегов В.Н., Полькин В.В. и др.* Исследования изменчивости и взаимосвязи оптических и электрических характеристик приземной атмосферы в зимних условиях // Оптика атмосферы и океана. – 2011. – Т. 24. – № 4. – С. 269-274.

2. *Морозов В.Н.* Распределение электрических характеристик в приземном турбулентном слое атмосферы // Труды ГГО. – 1986. – Вып. 498. – С. 106-118.

3. *Анисимов С.В., Мареев Е.А., Шихова Н.М. и др.* Механизмы формирования пульсаций электрического поля приземной атмосферы // Изв. ВУЗов Радиофизика. 2001. – Т. 44. – № 7. – С. 8-18.

4. *Качурин Л.Г.* Физические основы воздействия на атмосферные процессы. Л.: Гидрометеоиздат. – 1990. 464 с.

5. *Ивлев Л.С., Довгалюк Ю.А.* Физика атмосферных аэрозольных систем. С.-Пб.: НИИХ СПбГУ. – 1999. 194 с.
6. *Морозов В.Н., Куповых Г.В.* Теория электрических явлений в атмосфере. Saarbrucken: LAP LAMBERT Academic publishing. – 2012. 330 с.

В. А. Колбин,
А. Д. Кузнецов,
доктор физико-математических наук, профессор;
О. С. Сероухова,
кандидат физико-математических наук, доцент;
Т. Е. Симакина,
кандидат физико-математических наук, доцент;
А. С. Солонин
доктор физико-математических наук, профессор;
Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССА СЛИЯНИЯ КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАЧНЫХ СИСТЕМ

На основе данных ДМРЛ аэропорта Пулково исследован процесс слияния конвективных облачных ячеек и выполнена оценка временной динамики их характеристик над территорией Ленинградской области.

Ключевые слова: опасные явления погоды, доплеровские метеорологические радиолокационные станции, конвективные облачные ячейки.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что с конвективной облачностью связаны наиболее опасные явления погоды. Немаловажное значение имеют они и для климата, поскольку влияют на радиационный режим системы земная поверхность — атмосфера путем переноса тепла, влаги, количества движения в верхние слои атмосферы. Зачастую эволюция конвективного облака исследуется изолированно от других облаков, однако большую роль в развитии процесса конвекции и осадкообразовании играет слияние облаков. В работе [1], отмечается увеличение массы облака и потока осадков в 2—3 раза в результате объединения облаков. По данным радиолокационных исследований на юге Флориды, слияние двух облаков средних размеров приводит к увеличению осадков в 10—20 раз, до 86% осадков образуется из облаков, которые сливались. Исследователи также отмечали [2], что наиболее мощные и долгоживущие кучево-дождевые облака формируются путем слияния двух или нескольких конвективных ячеек.

Качественный эффект влияния процессов слияния на характеристики облака и особенно на осадкообразующую способность можно считать доказанным [3,4]. Однако количественные значения получены лишь для отдельных случаев, поэтому проведение статистических исследований такого рода процессов представляется актуальной задачей.

Целью работы является изучение динамики радиолокационных характеристик в процессе объединения конвективных ячеек над территорией Ленинградской области.

ДАННЫЕ ИЗМЕРЕНИЙ

В качестве исходных данных использовалась радиолокационная информация о распределении конвективных образований. Исследование проводилось с помощью автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса ДМРЛ «Метеоячейка», расположенного в г. Санкт-Петербург (аэропорт Пулково). Исследование слияния конвективных ячеек проводилось путем измерения площади радиоэха с максимальной радиолокационной отражаемостью (S_{Zmax}) на длине волны 3,2 см, высоты максимальной отражаемости (H_{max}, км). Радиолокационные наблюдения за динамикой развития конвективных облаков проведены за 4 месяца летнего периода 2012 г.

Настоящее исследование показало разнонаправленный характер изменения показателей после слияния конвективных систем (КС). Так, высота максимальной отражаемости H_{max} как растет после слияния КС, так и уменьшается – рис. 1. Гистограмма на рис. 1 представляет собой распределение градиента скорости H_{max}, рассчитываемого как отношение скорости H_{max} за 5 сроков до слияния к скорости H_{max} за 5 сроков после слияния. Значение единицы соответствует отсутствию реакции на слияние. Градиент больше единицы характеризует случаи увеличения

H_{max} после слияния, от 1 до 0 – замедление скорости, отрицательный градиент - понижение высоты. Как видно из гистограммы, в большинстве случаев рост высоты замедлялся или прекращался совсем после слияния.

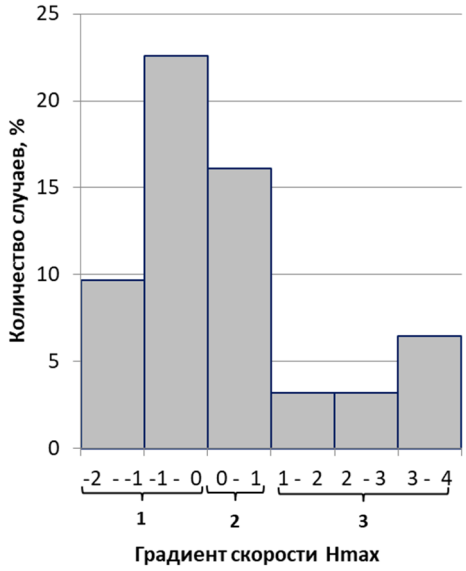


Рис. 1. Гистограмма распределения градиента скорости H_{max}: 1 – понижение высоты после слияния; 2 - замедление скорости высоты после слияния; 3 – рост скорости.

Исследована зависимость характера изменения интенсивности осадков от стадии жизненного цикла КС, на которой происходит процесс объединения КС. Известно, что конвективные ячейки, так же как изолированные конвективные облака, на протяжении своего существования проходят три стадии развития: роста, зрелости и разрушения. Начальная стадия формирования и роста ячеек характеризуется преобладанием во всей толще восходящих движений, которые способствуют активному процессу облако и осадкообразования. Об этом свидетельствует рост высоты, площади и радиолокационной отражаемости ячеек. Следующая стадия – стадия зрелости, когда рост высоты облачных ячеек прекращается. Заключительная стадия – стадия диссипации конвективных ячеек, наблюдается не только опускание верхних границ ячеек, но и быстрый подъем их оснований вследствие разрушения капельных частей, ослабление и прекращение осадков.

Все рассматриваемые в данной работе случаи были разделены на три группы, в зависимости от того, на какой стадии находились КС до начала слияния. Деление производилось по значению высоты максимальной отражаемости H_{max}. Первую группу составили случаи, в которых наблюдался рост H_{max}, причем скорость роста была не менее 3%. Во вторую группу отнесены случаи с постоянной высотой (значение скорости изменения H_{max} не выходило за диапазон -3% - +3%). На первой и второй стадии наблюдался также рост площади с максимальной радиолокационной отражаемостью S_{Zmax}. Третья группа – высота и площадь радиолокационной отражаемости уменьшаются.

Распределение случаев на группы представлено в виде гистограммы на рис. 2. Большинство слияний происходит на 1-й и 2-й стадиях развития, на третьей стадии слияния КС редки. Последнее можно объяснить отсутствием восходящих потоков в движущемся облаке, что не позволяет вовлечь второе, обычно расположенное на более низкой высоте.

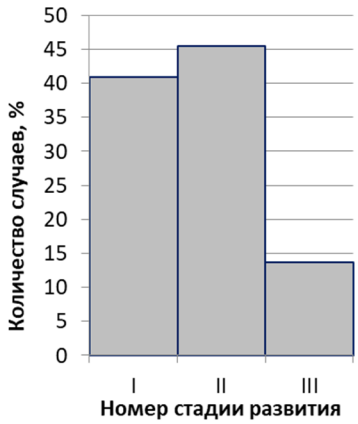


Рис. 2. Распределение случаев слияния КС по стадиям развития

Примеры графиков временной динамики H_{max} и S_{Zmax} даны на рис. 3. Для сопоставления значения H_{max} и S_{Zmax} нормированы на свои максимальные значения.

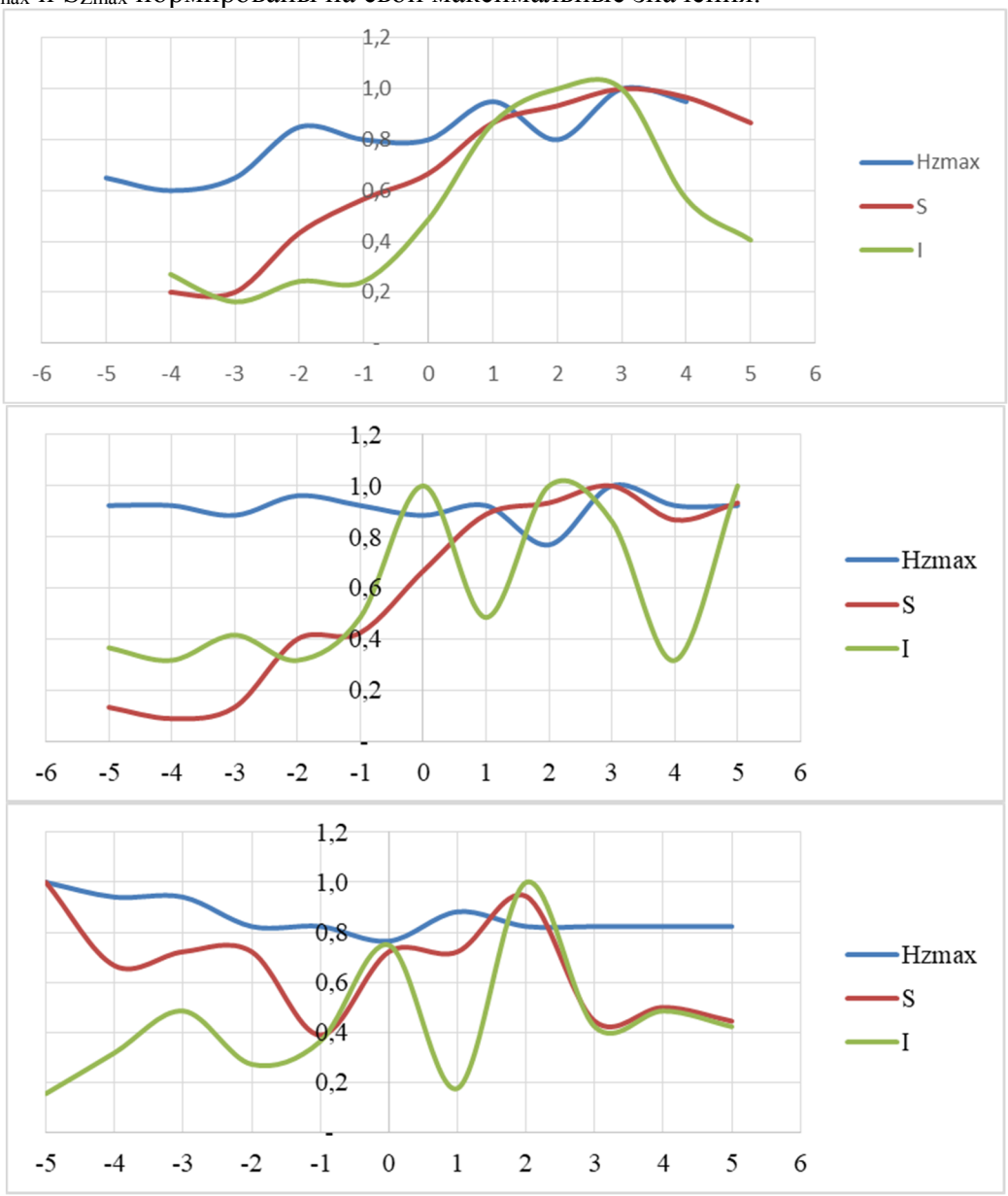


Рис. 3. Динамика площади радиоэха с максимальной радиолокационной отражаемостью S_{Zmax}, высоты максимальной отражаемости H_{max} и интенсивности осадков в процессе слияния конвективных систем.

На графиках рис. 3 показаны 11 сроков радиолокационного обзора, пять предшествуют моменту слияния КС, пять - после слияния, медианное значение соответствует моменту слияния.

Поскольку в большинстве случаев объединялись облака, находящиеся на первой и второй стадиях жизненного цикла, в дальнейшем исследовании участвовали только они. Результаты анализа интенсивности осадков на двух стадиях представлены на рис. 4. Гистограммы представляют собой распределение градиента интенсивности осадков при слиянии на первой стадии (рис. 4а) и на второй (рис. 4б). Градиент интенсивности рассчитывался аналогично градиенту H_{max}: отношение скорости интенсивности за 5 сроков до слияния к скорости за 5 сроков после слияния. Как видно из гистограмм, возрастание интенсивности после слияния, о котором говорилось в начале, в основном происходит при слиянии КС на второй стадии. Слияние с КС, находящейся на 1 стадии, в большинстве случаев гасит интенсивность осадков. Рост интенсивности осадков на стадии зрелости облака может быть объяснен синергией высоких водозапасов сливающихся облаков. На стадии развития интенсивные осадки еще не начались, интенсивные восходящие потоки движущегося облака затягивают в верхнюю его часть второе и распределяют имеющийся водозапас по большему объему КС.

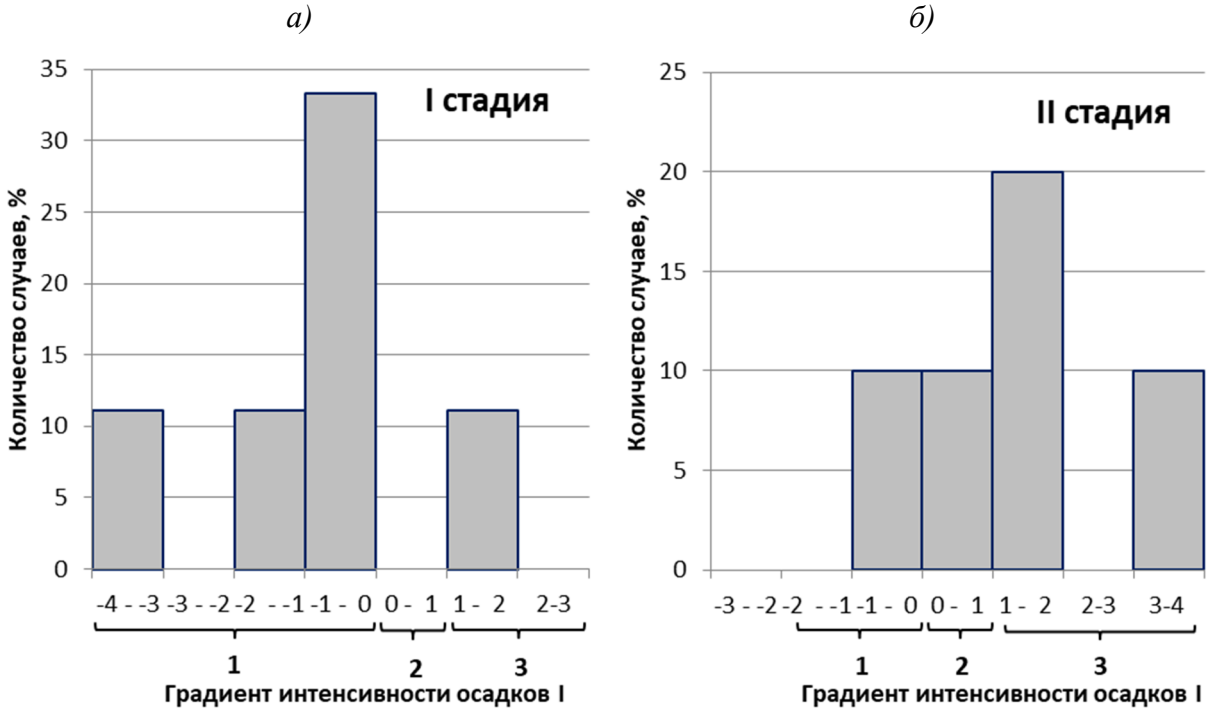


Рис. 4. Гистограмма распределения градиента скорости осадков при слиянии КС на первой стадии (а) и второй стадии (б): 1 – понижение интенсивности после слияния; 2 - замедление скорости интенсивности после слияния; 3 – рост интенсивности после слияния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Установлен разнонаправленный характер изменения показателей после слияния конвективных систем над территорией Ленинградской области.

В большинстве рассмотренных случаев рост высоты максимальной отражаемости замедлялся или прекращался после слияния.

Доказано, что процесс слияния характерен в основном для КС, находящихся на 1 или 2 стадиях развития.

Обнаружена зависимость характера изменения интенсивности осадков от стадии жизненного цикла конвективных систем, на которой происходит процесс слияния. Интенсивность осадков повышается, если слияние КС происходит на 2-й стадии развития, и гасится, если на 1-й.

В целом можно констатировать, что процесс слияния оказывает влияние на эволюцию объединенного облака.

Список используемых источников

1. Краус Т. В., Гхулам А. С., Синькевич А. А. (2012). Радиолокационные исследования слияния облаков // Метеорология и гидрология. № 9. С. 42—57.

2. Абшаев М. Т. (2008) Основные положения автоматизированной технологии противоградовой защиты и перспективы ее развития / В сб.: Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. – М.: Изд-во ЛКИ. С. 14—26.

3. Краус Т. В., Синькевич А. А., Гхулам А. С., Куров А. Б. (2013). Исследование характеристик кучево-дождевых облаков большой мощности после воздействия с целью увеличения осадков // Метеорология и гидрология. № 9. С. 5—20.

4. Довгалюк Ю. А., Веремей Н. Е., Затевахин М. А., Игнатьев А. А., Гопалакришнан В., Михайловский Ю. П., Муругавел П., Павар С. Д., Синькевич А. А., Торопова М. Л. (2017). Численное моделирование слияния облаков с использованием трехмерной нестационарной модели облачной конвекции // Труды ГГО. № 584. С. 7—35.

Н.В. Кондратьева
кандидат географических наук, доцент;
М.Ю. Беккиев
доктор технических наук, профессор;
Ю.В. Корнилов
кандидат географических наук;
Л.В. Хучунаева
Высокогорный геофизический институт, г. Нальчик

3D-МОДЕЛИРОВАНИЕ КАРТОГРАФИЧЕСКОЙ ИНФОРМАЦИИ ГОРНЫХ РЕКРЕАЦИОННЫХ РАЙОНОВ СЕВЕРНОГО КАВКАЗА (НА ПРИМЕРЕ ГОРНО-РЕАКЦИОННОГО КОМПЛЕКСА «МАМИСОН»).

Работа посвящена дешифрированию признаков селепроявлений и негативного их воздействия на природные комплексы с составлением трехмерных карт селевой опасности на основе спутниковых съемок и геоинформационных технологий. Исследована территория всесезонного горно-рекреационного комплекса «Мамисон». Выполнена оценка пространственного распространения, масштабов и частоты проявления селевых процессов.

Ключевые слова: сель, трехмерные модели, дешифрирование, селевой очаг.

В горных районах развиваются множество экзогенных процессов. Одним из самых разрушительных является селевой поток. Селевые явления распространены во всех горных районах земного шара. Формирование селевых потоков разрушает горные склоны, делая их непригодными к хозяйственному использованию. Сели представляет собой серьезную опасность для всех объектов, находящихся в зоне их движения. Все это свидетельствует об актуальности исследований селевых процессов в горных территориях.

В настоящее время в связи с интенсивным освоением горных территорий Северного Кавказа все большее значение приобретает изучение пространственной динамики геометрических форм земной поверхности в рекреационных районах.

Для решения практических задач по освоению горных территорий особую роль играют трехмерные (3D модели) карты рельефа, которые создаются с помощью различных ГИС и космической информации.

ГИС – методы позволяют создавать сцены с перспективными видами, где можно перемещать и взаимодействовать с данными географической информации. Такие карты практически без помощи легенды позволяют передать информацию о местности и локализовать экзогенные процессы и др. [2].

Целью данной работы являлось создание трехмерной модели развития селей на основе космоснимка района горно-реакционного комплекса «Мамисон» (Северная Осетия – Алания).

В соответствии с Федеральной целевой программой по развитию курортов Северного Кавказа Правительство РФ заявило о намерении в течение ближайших 10 лет построить на территории региона еще пять современных горнолыжных курортов европейского класса. Строительство комплексов планируется в Матласе (Республика Дагестан), Мамисоне (Республика Северная Осетия-Алания), Архызе (Карачаево-Черкесская Республика), Лаго-Наки (Республика Адыгея) и на Эльбрусе (Кабардино-Балкарская Республика). Самыми крупными горными курортами будут территории всесезонных горно-рекреационных комплексов (ВТРК) Мамисон и Архыз.

Территория ВТРК «Мамисон» включает два участка — ледник Козыдон и прилегающая территория, ледник Земегондон и прилегающая территория. Участок Козыдон расположен в верховьях р. Козыдон и представлен двумя цирками — Южным и Северным. Южный цирк

венчается перевалом Козским (3072 м.), а Северный — крутым стенообразным обрамлением ледника Северный Козский [9].

На указанных территориях в значительной степени развиты опасные процессы и явления: сели, лавины, каменные обвалы, оползни и др. Данная статья является первой частью работы «Опасные явления на территории ВТРК «Мамисон»» и посвящена исследованию современного состояния селевых процессов в бассейнах рек Козыдон и Земегондон на территории ВТРК «Мамисон».

Для объектов будущего курорта «Мамисон» селевые процессы представляют серьёзную угрозу значительной части территории. Особенно с правого склона долины р. Козыдон.

Всё дно долины бассейнов рек Козыдон и Земегондон можно считать потенциально селеопасной.

Отмечаемая современная активизация селевых процессов связана с оттаиванием рыхлых и скальных мёрзлых пород, а также возможно с сейсмическими явлениями в зонах разломов [4,6,8]. Можно предположить, что активизация селей будет происходить и на других участках, в связи, с чем необходимо проводить мониторинг. Следовательно, чтобы избежать в будущем негативных последствий на этой территории, рекомендуется размещать рекреационные объекты на основе продуманных рекомендаций, обеспечивающих полную противоселевую безопасность**.**

Климат территории также благоприятен для формирования селей.

Среднегодовая температура района в зависимости от высоты меняется от минус 2,4°С до плюс 4,8°С при минимальной среднемесячной за 6 снежных месяцев -5,5°С, максимальной среднемесячной по июлю – августу +14,2°С, и наличии до 250–300 солнечных дней в году. Среднегодовое количество осадков до 650–700 мм, из которых 25% приходится на зимний период. Разовый выпад снега с образованием снежного покрова до 0,5–0,6 м — явление в этом районе частое. Отмечены экстремальные разовые выпады снега с образованием снежного покрова до 3 метров (зима 1986−1987 гг.). Устойчивый снежный покров при мощности до 1 м по данным многолетних наблюдений в цирках Бубудон, Козыком, Халаца и Земегон сохраняется до середины мая на высотах от 2200 м и выше. Максимальный расход воды на р. Мамисондон (Ардон) отмечался в июле 1931 года и составил 115 $м^3$/сек. Среднемесячные расходы воды меняются, от 1 $м^3$/сек в зимние месяцы и до 15 $м^3$/сек — в летние. В паводковый период при экстремальных выпадениях осадков расходы воды по р. Мамисондон могут кратковременно превышать 100 $м^3$/сек [3,9].

Для исследования селевых процессов важным инструментом является создание карт и кадастров селевых процессов особенно трехмерного (3D) формата.

Для построения 3D модели использовались следующие картографические и прочие материалы:

1) космический снимок из источника «ИТЦ СканЭкс», дата съёмки 2014-03, разрешение 0,5 м;

2) применялась цифровая модель рельефа физико-географической карты (М1:10000) территории горно-реакционного комплекса «Мамисон»;

3) географическая привязка растрового изображения осуществлялась в программе ArcGIS 10.3 в системе плановых координат WGS_1984. Картографическая проекция: Transverse_Mercator;

4) для построения перспективной проекции на данную территорию выбран автоматический способ ее получения с помощью средств программы ArcGIS 10.3.

К будущей карте предъявлялись следующее требование: показать по возможности всю территорию горно-реакционного комплекса «Мамисон», т.е. по возможности избежать «мёртвых зон» на карте.

В результате проведения большого количества экспериментальных работ выбран ракурс территории, наиболее удовлетворяющие вышеописанным требованиям (рис. 1).

После составления 3D-карты на неё нанесли и тематическую нагрузку - векторные слои: селевые русла, селевые очаги, селевые бассейны, каменные глетчеры (рисунок 1).

3D – моделирование данной местности позволило более наглядно рассмотреть, проанализировать орографию территории и определить: типы селевых бассейнов (в основном это склоновые селевые бассейны, продольный профиль водотока повторяет профиль склона); уклоны селевых русел (уклон меняется от 74 ‰ до 681 ‰); площади селевых бассейнов, участвующих в селевом процессе; выделить зоны: зарождения (селевые очаги - участки в селевых бассейнах, где имеется значительное количество рыхлообломочного грунта, который вовлекается в селевой поток); транзита и отложения (конус выноса селя), что в дальнейшем определило наши рекомендации по освоению курорта с точки зрения селевой безопасности [1,5,7]. Полученные данные используются АО «КСК» при реализации постановления Правительства РФ по созданию ВТРК «Мамисон».

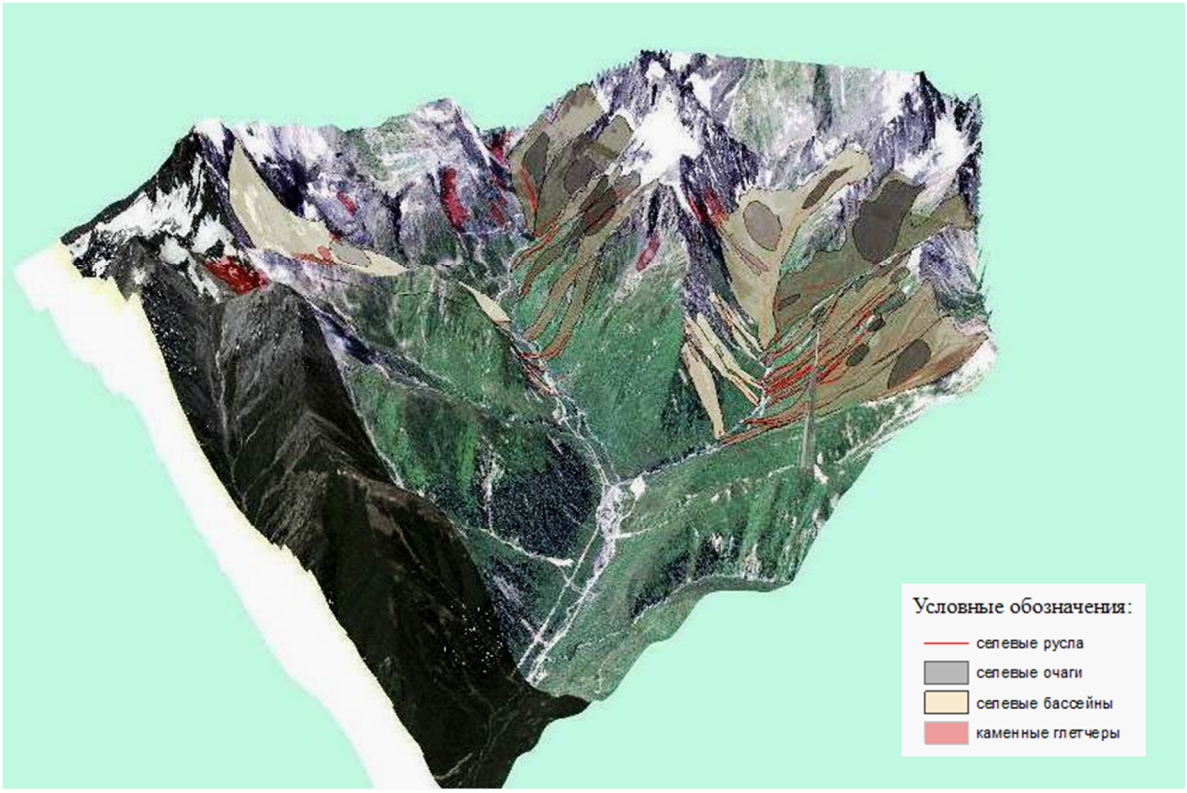


Рис. 1. Трехмерная модель развития селей на основе космоснимка района горно-реакционного комплекса «Мамисон».

Список используемых источников

1. *Аджиев, А.Х.* Опасные явления и селевые процессы в бассейнах рек Козыдон и Земегондон на территории ВТРК «Мамисон» / А.Х. Аджиев, В.Х. Кесаонов, Н.В. Кондратьева, О.О. Дахова // Устойчивое развитие горных территорий. - 2016. - Т 8, № 4. - С. 437-447.

2. *Аджиев, А.Х.* Применение космических и ГИС технологий для мониторинга опасных природных явлений / А.Х. Аджиев, М.Ю. Беккиев, Н.В. Кондратьева, В.Х. Кесаонов // Материалы III Всероссийской научной конференции «Экология и космос» имени академика К.Я. Кондратьева. - 2017. - С. 15-17.

3. *Будун, А.С.* Климат и климатические ресурсы Северной Осетии/ А.С. Будин. - Орджоникидзе: ИР, 1975. - 80 с.

4. *Кондратьева, Н.В.* Кадастр селевой опасности юга европейской части России / Н.В. Кондратьева, А.Х. Аджиев, М.Ю. Беккиев, М.М. Гяургиева, В.Ф. Перов, В.В. Разумов, И.Б. Сейнова, Л.В. Хучунаева. – М.:. ООО «Феория», Нальчик: Печатный двор, 2015. - 148 с.

5. *Кондратьева, Н.В.* Разработка инновационных методов и технологий защиты, существующих и вновь создаваемых реакционных комплексов на Северном Кавказе от воздействия селей / Н.В. Кондратьева // Материалы всероссийской конференции и школы для молодых ученых «Системы обеспечения техносферной безопасности». – 2015. - С. 29-31.

6. *Котляков, В.М.* Снег и лед на Земле. Электронный атлас/ В.М. Котляков; под общ. ред. В.М. Котлякова. – М: :Институт географии Российской Академии Наук. - 2015.

7. Проведение изыскательских работ ледников «Козыдон и Земегондон» ВТРК «Мамисон»: отчет о НИР. – Нальчик: фонды ФГБУ «ВГИ»,2014.–950с.

8. *Разумов. В.В.* Опасные природные процессы Северного Кавказа/ В.В.Разумов, А.Х. Аджиев, Н.В.,Разумова, А.Я. Глушко, С.И. Шагин, Н.В. Кондратьева, А.П. Притворов, А.Г. Колычев, М.А. Шаповалов; под ред. В.В. Разумова. - М.: Изд-во «Феория», 2013. - 320 с.

9. *Тавасиев Р.А.* Каменные глетчеры Северной Осетии и их значение для устойчивого развития горных территорий / Р.А. Тавасиев //Вестник ВНЦ. - 2011. – Т., 11, № 3.- С. 48–54.

Ю.П. Королёв
кандидат физико-математических наук, доцент
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, Южно-Сахалинск

ЗАДАЧА ОПЕРАТИВНОГО ПРОГНОЗА ЦУНАМИ

Описан способ решения задачи оперативного прогноза цунами, позволяющий по данным о цунами в открытом океане рассчитывать форму ожидаемого цунами в точках вблизи побережья. Способ может быть применим для решения других задач гиперболического, эллиптического или параболического типов.
Ключевые слова: цунами, оперативный прогноз, заблаговременность прогноза, принцип взаимности

ВВЕДЕНИЕ

Проблема оперативного прогноза цунами до настоящего времени остается не вполне решенной задачей во всем мире. Главным недостатком оперативного прогноза в настоящее время является низкая эффективность: количество ложных тревог, подаваемых службами предупреждения о цунами, превышает 75% всех тревог.

Проблема заключается в том, чтобы службы предупреждения объявляли не только обоснованные общие тревоги, но и дифференцированные по степени опасности для конкретных участков побережий. Идеально тревога цунами должна объявляться с разумной заблаговременностью только в тех пунктах, в которых цунами представляет реальную опасность, и сопровождаться информацией о времени прихода первой волны, максимальной волны, их амплитудах, а также об ожидаемом времени окончания цунами [1]. В настоящее время на основании сейсмологической информации о землетрясении такой прогноз невозможен.

Достоверной является информация о цунами глубоководных станций измерения уровня океана системы DART (DART – Deep-ocean Assessment and Reporting of Tsunami - оценка и сообщение о цунами в океане [2]).

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ

Для выполнения оперативного прогноза требуется по данным о сформировавшемся цунами в открытом океане рассчитать форму ожидаемого цунами в заданном пункте. В такой постановке задача решения не имеет. Тем не менее, найдено приближенное решение на основе принципа взаимности.

Принцип взаимности для волн в акустике известен в течение более чем 140 лет, начиная с исследований Гельмгольца и Рэлея. Соотношение взаимности для одинаковых акустических источников во взаимных точках A и B выражается соотношением

$$\zeta_A(B,t) = \zeta_B(A,t). \qquad (1)$$

Выражения вида $\zeta_A(B,t)$ обозначают сигнал, излученный из точки A, измеренный в точке B. В случаях, когда источники различаются размерами, в выражении появляются весовые множители, характеризующие интенсивность излучения.

Принцип взаимности является асимптотическим, т.е. справедливым при расстояниях между источниками, много больших длины волны и размеров источников.

Для длинных волн на мелкой воде, к которым относятся цунами, справедливость соотношения взаимности не очевидна. Детальное исследование применимости соотношения взаимности к волнам на мелкой воде представлено в [3]. Показано, что соотношение (1) справедливо и для длинных волн на мелкой воде при выполнении определенных условий подобия взаимных источников. Соотношение взаимности, несмотря на асимптотический характер, справедливо при расстояниях между источниками, сравнимых с горизонтальными размерами источников. Это позволяет применить соотношение взаимности для решения задачи оперативного прогноза цунами.

СПОСОБ ОПЕРАТИВНОГО ПРОГНОЗА ЦУНАМИ

Пусть в океане имеются три точки: T – эпицентр землетрясения, M – точка измерения уровня океана, X – пункт вблизи побережья, для которого выполняется прогноз. Пусть источник цунами (очаг) занимает область S_T и имеет вытесненный объем Q_T. В точки M и X поместим виртуальные источники в виде δ-функций с вытесненными объемами Q_M и Q_X, соответственно. Имеют место соотношения взаимности, аналогичные выражению (1):

$$Q_T \cdot G_X(T,s) = Q_X \cdot \zeta_T(X,s), \quad (2)$$

$$Q_T \cdot G_M(T,s) = Q_M \cdot \zeta_T(M,s),$$

где $\zeta_T(X,s)$ – искомая форма цунами в X, $\zeta_T(M,s)$ – форма цунами, зарегистрированного в точке M, $G_X(T,s)$ и $G_M(T,s)$ – функции Грина волнового уравнения в точке T от виртуальных источников в M и X. Все функции, входящие в (2), являются образами интегрального преобразования Лапласа.

Аналогичные соотношения могут быть составлены для волн от виртуальных источников в X и M, а также от некоторого вспомогательного источника с центром в T ($\eta_T(M,s)$ и $\eta_T(X,s)$) :

$$q_T \cdot G_X(T,s) = Q_X \cdot \eta_T(X,s), \quad (3)$$

$$q_T \cdot G_M(T,s) = Q_M \cdot \eta_T(M,s).$$

Выполнение условий подобия взаимных источников обеспечивается подбором величины вытесненного объема q_T вспомогательного источника.

Исключение из систем (2) и (3) функций и величин, относящихся к виртуальным источникам, дает расчетное соотношение

$$\zeta_T(X,s) = \zeta_T(M,s) \cdot \frac{\eta_T(X,s)}{\eta_T(M,s)}.$$

Это соотношение позволяет по данным об уровне океана ($\zeta_T(M,s)$) с помощью передаточной функции (отношение в правой части) рассчитывать форму ожидаемого цунами ($\zeta_T(X,s)$) в любой точке X побережья.

Передаточная функция строится в режиме реального времени после получения информации о координатах эпицентра землетрясения. Выполняется расчет функций $\eta_T(M,s)$ и $\eta_T(X,s)$ от вспомогательного источника простой круговой формы с центром, совпадающим с эпицентром землетрясения, произвольной амплитуды и достаточно произвольным диаметром 50 – 100 км.

Обратное численное преобразование Лапласа завершает решение задачи.

ПРИМЕНЕНИЕ СПОСОБА ОПЕРАТИВНОГО ПРОГНОЗА ЦУНАМИ

Описанный способ оперативного прогноза цунами применялся для расчета ряда цунами последнего десятилетия.

В качестве примера, демонстрирующего возможности способа, приводятся результаты моделирования процесса оперативного прогнозирования сильнейшего цунами Тохоку 2011 г. Во время этого события тектоническая подвижка дна сопровождалась смещениями осадочных пород, аналогичных подводному оползню. Расчетная схема численного эксперимента приведена на рис. 1.

Расчет (прогноз) выполнен на основе данных российской станции 21401 системы DART. Результаты расчета представлены на рис. 2.

Расчет формы волны в точке 21419 в открытом океане выполнен по данным DART 21401 длительностью 86 мин. от момента начала землетрясения. Получено хорошее соответствие расчетной и зарегистрированной форм.

Для других пунктов прогноз выполнен по данным этой же станции длительностью 74 мин. от начала землетрясения.

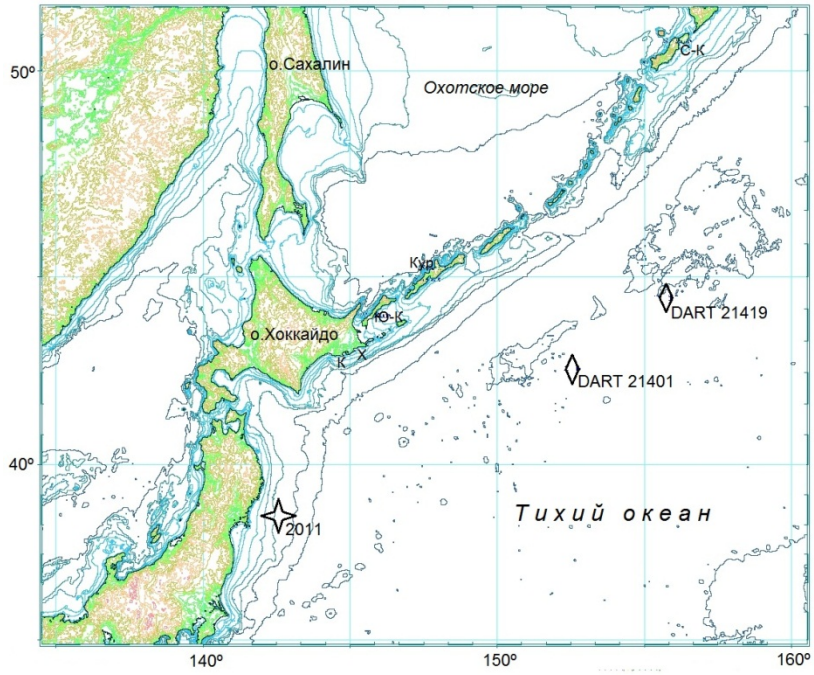


Рис. 1. Расчетная схема численного эксперимента.
На схеме обозначено: звездочка – эпицентр землетрясения 11.03.2011, ромбы – положения станций системы DART, К – Кусиро, Х – Ханасаки, Ю-К – Южно-Курильск, Кур – Курильск, С-К – Северо-Курильск.

При прогнозировании передаточная функция строится после получения информации о координатах эпицентра землетрясения (через 11 – 16 мин. после начала землетрясения). Построение передаточной функции завершается к моменту получения достоверной информации о цунами (в условиях эксперимента через 74 мин. после главного толчка) и выполняется прогноз. Заблаговременность прогноза – время от получения прогноза до прихода цунами в заданный пункт.

Для Южно-Курильска наблюдается хорошее соответствие расчетной и зарегистрированной амплитуд головных волн. Заблаговременность прогноза – 50 мин. Для Курильска получено хорошее совпадение расчетной и зарегистрированной форм волн. Заблаговременность – 32 мин. В Северо-Курильске размах колебаний (от минимального до максимального уровня) подтверждается данными судового эхолота: 1.6 м. Заблаговременность прогноза – 115 мин.

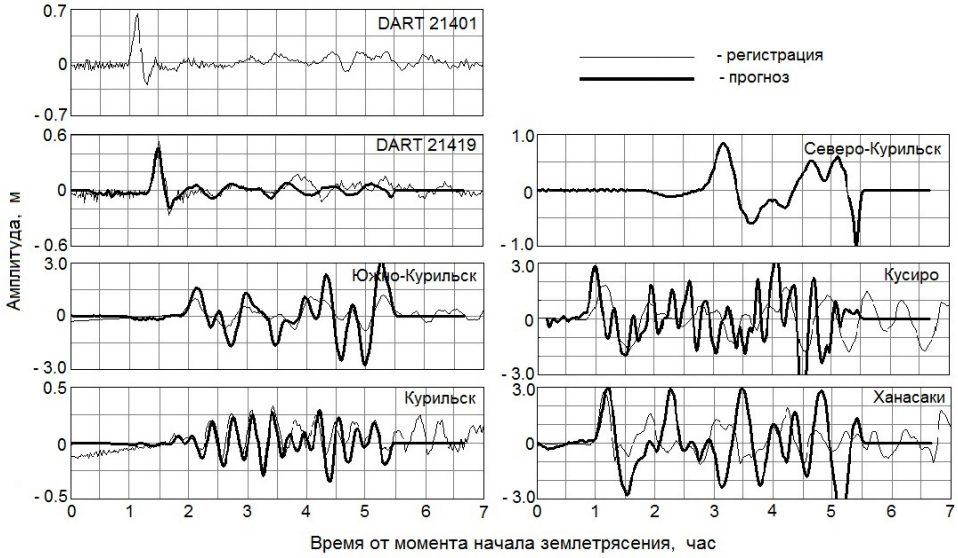


Рис. 2. Результаты прогноза в пунктах Курильских о-вов и о. Хоккайдо.

Расчетные формы цунами в российских пунктах достаточно хорошо совпадают с зарегистрированными, несмотря на приближенный характер способа расчета. Качество прогноза достаточно для оценки степени опасности цунами и принятия решения об объявлении тревоги.

ОБСУЖДЕНИЕ

Способ приближенного решения задачи оперативного прогноза цунами позволяет по данным глубоководных станций измерения уровня океана рассчитывать форму ожидаемого цунами в заданных пунктах побережья. Для выполнения прогноза от сейсмологической подсистемы требуется информация только о координатах землетрясения. Способ не зависит от механизма землетрясения, может учитывать дополнительные эффекты в виде подводных оползней.

Результаты численных экспериментов демонстрируют хорошее соответствие расчетных и фактических форм цунами с заблаговременностью, достаточной для принятия решения, объявления тревоги, проведения эвакуации населения.

Способ применим для прогноза локальных и трансокеанских цунами [4].

Подход, примененный для приближенного решения задачи оперативного прогноза цунами, может быть применим для решения других задач, описываемых уравнениями гиперболического, параболического или эллиптического типов, имеющих решения в виде функций Грина.

Список используемых источников

1. Королев Ю. П. О гидрофизическом способе оперативного прогноза цунами // Проблемы анализа риска. 2011. Т. 8, № 2. С. 32 – 47.

2. National Data Buoy Center. URL: http://www.ndbc.noaa.gov/dart.shtml (дата обращения 23.01.2018).

3. Королёв Ю. П. Принцип взаимности для длинных волн на мелкой воде с учетом вращения Земли // Фундаментальная и прикладная гидрофизика. 2016. Т. 9, № 2. С. 3 – 14.

4. Королев Ю.П., Храмушин В.Н. Об оперативном прогнозе цунами 1 апреля 2014 г. вблизи побережья Курильских островов // Метеорология и гидрология. 2016. № 4. С. 86–91.

А.В. Костромитинов;
А.Н. Мешков;
П.А. Прохоренко,
кандидат технических наук
ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

СПОСОБ ОРГАНИЗАЦИИ ФИЗИЧЕСКОГО УРОВНЯ СУБД АВТОМАТИЗИРОВАННЫХ СИСТЕМ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

В статье показана роль автоматизированных систем (АС) при гидрометеорологическом обеспечении (ГМО) таких отраслей, как авиация и космическая деятельность. Обоснована необходимость обработки больших массивов гидрометеорологической информации во время эксплуатации АС ГМО указанных отраслей и необходимость совершенствования подходов к настройке СУБД АС ГМО для достижения требуемой производительности. В данной работе рассмотрена необходимость и возможные пути решения задачи настройки СУБД автоматизированных систем гидрометеорологического обеспечения. При этом определены требования к СУБД АС ГМО по производительности, список настраиваемых параметров и области их значений. Кроме теоретических представлений о решении задачи настройки СУБД АС ГМО приведен практический пример настройки СУБД Модернизированного межвидового программно-технического комплекса военного гидрометеоролога и представлены результаты эксперимента по сравнению производительности указанного комплекса с другой АС ГМО.

Ключевые слова: базы данных, физический уровень СУБД, настройка СУБД, автоматизированная система, гидрометеорологическое обеспечение.

ВВЕДЕНИЕ

В современном мире в условиях стремительного развития науки и техники резко возрастает необходимость учета всех факторов, влияющих на результат применения создаваемых образцов техники. Одним из учитываемых факторов является фактор воздействия природной среды или гидрометеорологический фактор. Для учета данного фактора осуществляется гидрометеорологическое обеспечение (ГМО) силами гидрометеорологической службы (ГМС) тех отраслей народного хозяйства, результат деятельности в которых наиболее зависит от воздействия природной среды. К ним в частности относятся авиация и космическая отрасль. Гидрометеорологическое обеспечение в данных областях является трудоёмким процессом, требующим от обслуживающего персонала ГМС оперативности и точности действий в различных и быстро изменяющихся погодных условиях. Ошибки при ГМО приводят к экономически не выгодным и даже катастрофическим последствиям. Основной деятельностью ГМС является разработка прогнозов погоды, разработка специализированных документов и выработка рекомендаций по эксплуатации и применению соответствующих образцов авиационной и космической техники. Для осуществления указанной деятельности ГМС необходима гидрометеорологическая информация (ГМИ). Телекоммуникационной системой, предназначенной для сбора и распространения ГМИ по всему миру, является Информационная система Всемирной метеорологической организации [1]. Технологии сбора и распространения ГМИ на территории Российской Федерации реализованы в системе телесвязи Росгидромета.

В процессе ГМО полученные по каналам связи данные метеорологических наблюдений подвергаются первичной обработке, а далее проводится объективный анализ усвоенной и прошедшей контроль ГМИ. Результатом проведения объективного анализа ГМИ, прошедшей первичную обработку, являются поля метеорологических величин, таких как атмосферное давление, геопотенциальная высота, температура воздуха и другие. Информация об этих полях представляется в виде изолиний на синоптических картах, которые используются подразделениями ГМС в оперативной работе [2, 3]. Также на основе раскодированных и прошедших объективный анализ данных разрабатываются специализированные документы, бюллетени, справки, разрабатывается прогноз различных гидрометеорологических величин и явлений на необходимые сроки [4].

Для автоматизированного приёма, раскодирования, контроля, анализа, отображения, документирования и хранения ГМИ, а также разработки прогноза гидрометеорологических

величин в подразделениях ГМС используются автоматизированные системы гидрометеорологического обеспечения (АС ГМО) [5].

Объём обрабатываемой ГМИ в подразделении ГМС зависит от специфики обслуживаемой отрасли. Например, при ГМО авиации используются данные приземных наблюдений и температурно-ветрового зондирования атмосферы по всему Земному шару за сроки с интервалом в 3 и 12 часов соответственно, фактические и прогностические поля метеорологических величин, данные метеорологических локаторов, спутниковые изображения земной поверхности в видимом и инфракрасном диапазоне спектра электромагнитного излучения. Данный перечень ГМИ, как правило, анализируется комплексно и требует параллельной обработки и сравнительного анализа.

Количество ГМИ, поступающей для обработки в подразделения ГМС (первичной ГМИ) по системе телесвязи Росгидромета за сутки, составляет 5-6 гигабайт и в настоящее время постоянно увеличивается. ГМИ, прошедшая обработку с помощью АС ГМО (вторичная ГМИ), может достигать в 3-4 раза большего количества.

Архивная первичная и вторичная ГМИ необходима не только при оперативной работе, но и при дальнейшем планировании деятельности обеспечиваемой отрасли, составлении климатических описаний, получении климатических характеристик, прогнозировании метеорологических величин по методам, которые требуют данные за предыдущие сроки [4]. Поэтому всю получаемую первичную и вторичную ГМИ необходимо хранить в базе данных (БД) АС ГМО таким образом, чтоб обеспечить к ней доступ, достаточно быстрый для выполнения задач подразделением ГМС.

АНАЛИЗ ПРОБЛЕМ ОРГАНИЗАЦИИ ФИЗИЧЕСКОГО УРОВНЯ СУБД, ХРАНЯЩЕЙ БОЛЬШОЙ МАССИВ ГМИ, С УЧЕТОМ ТРЕБОВАНИЙ К ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТИ СУБД АС ГМО И ВОЗМОЖНЫЕ ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Для хранения ГМИ, используемой АС ГМО, целесообразно использовать современные реляционные СУБД. Они предоставляют богатый выбор вариантов организации обрабатываемых данных. Это вертикальное и горизонтальное фрагментирование отношений, выбор узлов хранения отношений в распределённой системе, выбор индексов и материализованных представлений, а также репликация отношений. Оптимальность выбора структур физического уровня играет немаловажную роль в обеспечении высокой производительности СУБД [6].

От производительности СУБД зависит объём данных, которые могут быть записаны в БД, прочитаны, отредактированы или удалены в единицу времени. Учитывая тот объём ГМИ, которая циркулирует в системе телесвязи Росгидромета и Информационной системе ВМО (ИСВ) и используется в оперативной работе подразделений ГМС, необходимо, чтобы СУБД, входящая в состав АС ГМО, обеспечивала оперативную запись получаемых данных в БД и оперативный доступ к записанным и обработанным данным.

Производительность СУБД при стабильной работе программного обеспечения (ПО) СУБД и оборудования зависит в основном от времени выполнения транзакций в СУБД и от времени ответа на запрос. Учитывая постоянно возрастающий объём ГМИ, обрабатываемой в ходе функционирования АС ГМО, и постоянные потребности в значениях конкретных метеорологических величин за конкретные сроки при оперативной работе ГМС, запросы к СУБД имеют сложную структуру, но при этом время ответа СУБД на запрос должно быть минимальным и не приводить к снижению оперативности работы подразделения.

К нестабильной работе ПО или оборудования, как правило, приводит перенасыщение БД информацией. В таких случаях время ответа на запрос увеличивается до недопустимого при оперативной работе подразделения или СУБД вовсе не отвечает на запрос.

СУБД современных АС ГМО таких, как Межвидовой программно-технический комплекс военного гидрометеоролога «АРМ-ВГМ», программный продукт «ГИС Метео» и другие, как показывает оперативная практика, не удовлетворяют предъявляемым требованиям к производительности, а именно, не способны одновременно хранить большой массив ГМИ за период порядка 1-2 месяцев, стабильно работать и оперативно отвечать на запросы оператора.

Следовательно, требуется новый подход к организации физического уровня СУБД АС ГМО с учётом предъявляемых требований.

Как упоминалось ранее, в настоящее время при настройке СУБД используются следующие основные структуры организации физического уровня СУБД:

– горизонтальное фрагментирование $X_{\text{ГФ}}$;

– вертикальное фрагментирование $X_{\text{ВФ}}$;

– распределение данных по узлам (распределённая СУБД) $X_{\text{РДУ}}$.

Горизонтальное фрагментирование разбивает отношение на набор фрагментов, каждый из которых будет хранить часть записей исходного отношения [8]. Формальными критериями корректности фрагментирования являются восстановимость исходного отношения, полнота и попарное непересечение фрагментов [9].

Горизонтальное фрагментирование повышает производительность СУБД за счёт уменьшения объёмов данных, которые потребуется обработать при выполнении запроса [10]. Основными методами горизонтального фрагментирования являются:

1) зависимое от атрибутов:

– интервальное фрагментирование;

– фрагментирование с помощью хеш-функции;

– списковое фрагментирование;

– колоночное фрагментирование;

2) не зависимое от атрибутов:

– случайное равномерное фрагментирование;

– круговое фрагментирование.

Вертикальное фрагментирование или *кластеризация атрибутов* состоит в разбиении исходного отношения на фрагменты, каждый из которых содержит подмножество атрибутов исходного отношения и первичные ключи. Ключи необходимы для выполнения требования о восстановимости исходного отношения. Также для этой цели могут использоваться внутренние идентификаторы записи [11, 12].

Вертикальное фрагментирование также является инструментом повышения производительности СУБД. Но потенциально оно может быть затратным ввиду необходимости проведения дополнительных операций соединения, в случае если запросы в наборе плохо «отделимы» друг от друга. Вертикальное фрагментирование бывает с перекрытием атрибутов или без него. Алгоритмы вертикального фрагментирования делятся на две категории:

1) подход на основе близости атрибутов;

2) стоимостной подход или оптимизационный.

Распределение данных по узлам часто рассматривается вместе с выбором фрагментов [10, 13]. Целью такого совместного рассмотрения является повышение производительности распределённой СУБД [14, 15]. Узлы (базы данных) могут размещаться как в сети, так и локально на одном сервере.

Более подробно структуры организации физического уровня СУБД описаны в [6].

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ О НАСТРОЙКЕ СУБД

Рассмотрим в общем виде задачу о настройке СУБД [6, 7]. Работу СУБД можно описать как абстрактную функцию

$$f: C \times W \to P, \tag{1}$$

где C — конфигурация СУБД, W — нагрузка СУБД, P — производительность СУБД.

Конфигурация СУБД (C) — это описательная характеристика системы, включающая в себя аппаратную и программную конфигурацию, конфигурацию физического уровня СУБД, процедуры репликации, стратегии адаптации к изменяющимся условиям, стратегии обработки исключительных ситуаций. В настоящей статье в качестве конфигурации будет рассматриваться только конфигурация физического уровня СУБД.

Нагрузка СУБД (W) — это предполагаемый набор запросов и их характеристики: затрагиваемые атрибуты таблиц, количество данных в таблице, типы запросов, интенсивность поступления в заданные периоды, распределение параметров этих запросов и др.

Производительность СУБД (P) — это некоторый численный показатель, характеризующий работу системы. Как было сказано выше, производительность СУБД АС ГМО в большей степени зависит от времени ответа системы на запрос в условиях наполнения БД ГМИ за период 1-2 месяцев и регулярного поступления запросов сложной конфигурации. Поэтому в настоящей статье в качестве показателя производительности СУБД будет рассматриваться время ответа системы на запрос.

В общем виде задача формулируется следующим образом: для известной нагрузки необходимо найти конфигурацию, позволяющую достичь заданного уровня производительности (формула (1)).

Так как мы стремимся к максимуму производительности СУБД, а производительность обратно пропорциональна времени ответа на запрос, то есть

$$P = k\,T^{-1}, \tag{2}$$

где T — время ответа СУБД на запрос, P — производительность СУБД, k — некоторый оператор, то при достижении минимума времени ответа на запрос будет достигаться максимум производительности СУБД.

Уточнённая формулировка задачи выглядит следующим образом: найти конфигурацию физического уровня, которая при нагрузке, соответствующей потребностям подразделения ГМС в ГМИ при оперативной работе, обеспечивает минимальное время ответа СУБД на запрос. Таким образом, мы получаем экстремальную задачу, где в качестве минимизируемой функции выступает время ответа системы на запрос T, нагрузка W описывается набором запросов ГМИ и их характеристиками, а искомая конфигурация C представлена набором параметров

$$X_{<n>} = \underset{X_{<n>} \in X^{\partial}_{<n>}}{\operatorname{argmin}}\ T(C, W), \tag{3}$$

где C — конфигурация СУБД, T — функция времени ответа СУБД на запрос при заданной константной нагрузке W, $X_{<n>}$ — n-мерный вектор параметров настройки СУБД, $X^{\partial}_{<n>}$ — область допустимых значений n-мерных векторов параметров настройки СУБД.

РЕШЕНИЕ ПОСТАВЛЕННОЙ ЗАДАЧИ О НАСТРОЙКЕ СУБД АС ГМО

Для решения поставленной задачи необходимо определить нагрузку СУБД W. В качестве исследуемой базы данных для определения нагрузки будем использовать СУБД Межвидового программно-технического комплекса военного гидрометеоролога «АРМ-ВГМ». Состав базы данных «АРМ-ВГМ» представлен на рис. 1.

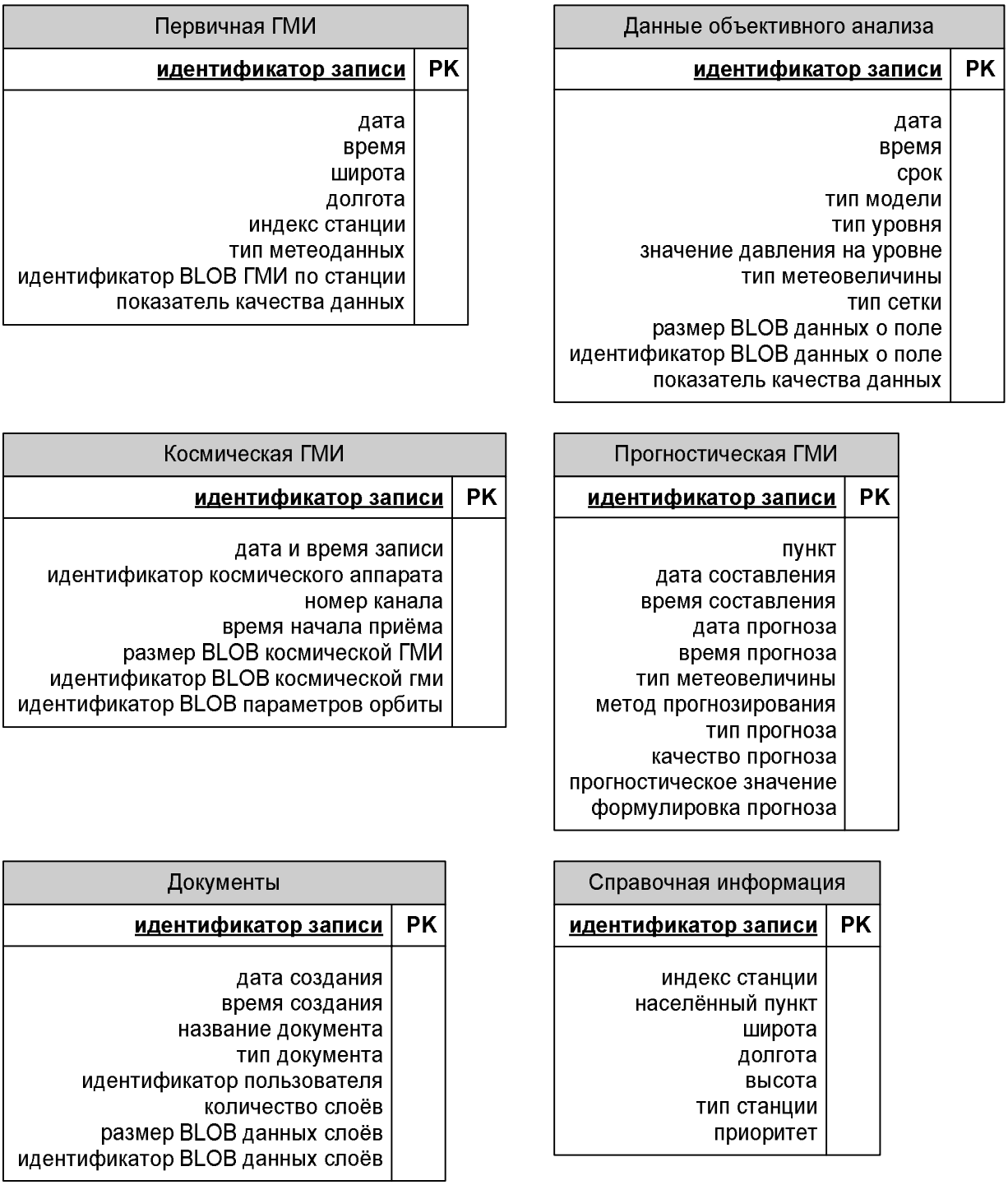


Рис. 1. Состав БД «АРМ-ВГМ»

Как видно из рис. 1, база данных «АРМ-ВГМ» представляет собой набор таблиц в рамках одного узла. Таблицы не имеют между собой функциональных взаимосвязей в виде сторонних ключей и автоматически рассчитываемых значений атрибутов. Записи в таблицах содержат результаты выполнения основных функций АС ГМО. К данным функциям относятся приём, раскодирование (усвоение), анализ, представление и хранение ГМИ, прогнозирование гидрометеорологических условий и составление специализированной документации. В соответствии с этими функциями весь объём используемых АС ГМО данных разделён по соответствующим таблицам. При настройке СУБД «АРМ-ВГМ» практически не использованы возможности организации физического уровня, а именно, не использованы фрагментирование отношений и выбор узлов хранения отношений в распределённой системе. Таким образом,

исследование нагрузки СУБД «АРМ-ВГМ» позволит определить пути решения поставленной задачи о настройке СУБД АС ГМО.

Как упоминалось ранее, под нагрузкой понимается набор запросов, которые обладают следующими характеристиками:

– затрагиваемые атрибуты таблиц,
– количество данных в таблице,
– типы запросов,
– интенсивность поступления в заданные периоды,
– распределение параметров запросов.

Тогда нагрузку СУБД можно представить в следующем виде:

$$W = R_{<m_t>}, \tag{4}$$

где $R_{<m_t>}$ — множество запросов к СУБД, m_t — количество запросов за определённый промежуток времени t.

Каждый запрос можно представить в виде следующего множества:

$$R_i = \{A_i, N_{d_i}, T_{R_i}, I_i, D_i\}, i = 1(1)m_t, \tag{5}$$

где A_i — множество затрагиваемых атрибутов таблиц, N_{d_i} — количество данных в таблицах, к которым осуществляется запрос, T_{R_i} — тип запроса к СУБД, I_i — интенсивность (частота) поступления запроса, D_i — распределение запроса, то есть набор источников запрашиваемых данных (узлов СУБД).

При осуществлении ГМО в подразделении ГМС для анализа используется следующий набор данных [1, 4]:

– дата и время поступления данных;
– дата и время проведения измерений, наблюдений;
– место проведения измерений, наблюдений (индекс метеорологической станции, географические координаты);
– типы метеорологических величин;
– значения метеорологических величин;
– наличие метеорологических явлений их характеристика;
– показатель качества данных.

Соответственно, вышеперечисленные данные должны являться затрагиваемыми атрибутами таблиц. Тогда

$$A_i = \{Dt_{\text{П}_i}, Dt_{\text{И}_i}, Ind_i, C_i, T_{m_i}, V_{m_i}, Q_{m_i}\}, i = 1(1)m_t, \tag{6}$$

где $Dt_{\text{П}_i}$ — дата и время поступления данных, $Dt_{\text{И}_i}$ — дата и время проведения измерений, наблюдений, Ind_i — тип запроса к СУБД, I_i — индекс метеорологической станции, C_i — географические координаты, T_{m_i} — тип запрашиваемой метеорологической величины, V_{m_i} — значения запрашиваемой метеорологической величины, Q_{m_i} — показатель качества данных.

Интенсивность запроса I будем определять совокупностью интенсивностей (частот) использования атрибутов в запросах. Тогда:

$$I = I(A) = I_{A_{<m_A>}} = \{ I_{A_k}\}, k = 1(1)m_A, \tag{7}$$

где I_A — множество интенсивностей использования атрибутов в запросах, I_k — интенсивность использования -ого атрибута, m_A — количество затрагиваемых атрибутов.

Для оценки количества данных в таблицах рассмотрим отдельно таблицу первичной ГМИ, в которой хранятся данные наблюдений и измерений, и таблицу вторичной ГМИ, в которой хранятся данные объективного анализа первичной ГМИ.

Количество данных (записей) в таблице первичной ГМИ зависит от количества анализируемых метеорологических величин и возможных наблюдаемых явлений на одной станции, количества станций на Земном шаре, количества сроков наблюдения в сутках, количества суток, за которые хранится ГМИ в БД и определяется по следующей формуле:

$$N_d = N_{\text{В}} \cdot N_{\text{СТ}} \cdot N_{\text{СР}} \cdot N_{\text{СУТ}}, \quad (8)$$

где N_d — количество данных (записей) в таблице первичной ГМИ, $N_{\text{В}}$ — количество анализируемых метеорологических величин и возможных наблюдаемых явлений на одной станции, $N_{\text{СТ}}$ — количество станций на земном шаре, $N_{\text{СР}}$ — количество сроков наблюдения в сутках, $N_{\text{СУТ}}$ — количество суток, за которые хранится ГМИ в БД.

Количество анализируемых на одной станции метеорологических величин, основными из которых являются тип и количество облачности, высоты верхней и нижней границ облаков, дальность видимости, направление и скорость ветра у земли и на высотах, температура воздуха у земли и на высотах, температура точки росы, дефицит у земли и на высотах, влажность, давление на уровне моря и на уровне станции, барическая тенденция, давление стандартной изобарической поверхности, геопотенциальная высота стандартной изобарической поверхности, и возможных наблюдаемых явлений, основными из которых являются дымка, туман, дождь, снег, метель, гроза, а также таких данных, как дата, время, координаты, индекс станции, суммарно составляет около 120. Количество метеорологических станций на Земном шаре составляет около 17000. Количество основных сроков наблюдений в сутках равно числу основных синоптических сроков, то есть 8 (00, 03, 06, 09, 12, 15, 18, 21 час по Гринвичу). Если в БД хранится ГМИ за 2 месяца, то тогда количество суток составляет около 60.

Так как в данном случае учитываются только основные метеовеличины, а реально по каналам связи Росгидромета циркулирует гораздо большее количество данных, на основе вышеизложенного по формуле (4) можно рассчитать минимальное количество записей в таблице первичной ГМИ, которое будет составлять около 100 миллионов, а учитывая, что каждая запись должна иметь минимум 6 атрибутов, как указывалось ранее, то минимальное суммарное количество значений атрибутов в записях будет составлять около 600 миллионов. Как показывает практика, такое количество данных в одной таблице недопустимо для функционирования СУБД с требуемой производительностью, поэтому таблица первичной ГМИ требует фрагментирования и распределения данных.

Вторичная ГМИ, получаемая в результате функционирования АС ГМО, как правило, представляет собой поля метеорологических величин в виде значений в узлах регулярной сетки с шагом в 1 градус, которые являются результатом объективного анализа данных в узлах хаотической сетки (данных метеостанций) по всему Земному шару. Объективному анализу в первую очередь подвергаются поля таких метеовеличин, как давление на уровне моря, барическая тенденция на уровне моря, количество облачности, количество осадков, геопотенциальная высота изобарической поверхности, температура, дефицит, скорость ветра на изобарической поверхности.

В настоящее время периодичность анализа приземных данных составляет 3 часа (8 раз в сутки), высотных данных — 12 часов (2 раза в сутки).

Применяя формулу (4) не только для приземных, но и отдельно для высотных данных, используя вместо количества станций количество узлов регулярной сетки (которое равно 64440), получаем, что минимальное количество записей в таблице вторичной ГМИ будет составлять около 160 миллионов, а минимальное количество значений атрибутов в записях будет составлять около 1 миллиарда. Такое количество данных в таблице вторичной ГМИ также недопустимо, и она также требует фрагментирования и распределения данных, как и таблица первичной ГМИ.

На рис. 2 представлены графики зависимости времени выполнения основных функций АС ГМО от количества записей в таблице первичной ГМИ, полученные на основе численных экспериментов, проведённых на комплексе «АРМ-ВГМ». Из графиков видно, что количество записей в таблице, к которой осуществляются частые запросы, оказывает значительное влияние на производительность СУБД, а минимум времени ответа на запрос T достигается минимизацией количества записей N_d в таблицах. Поэтому для решения задачи (3) требуется минимизировать количество записей в таблицах, в которых хранятся используемые в оперативной работе ГМС данные.

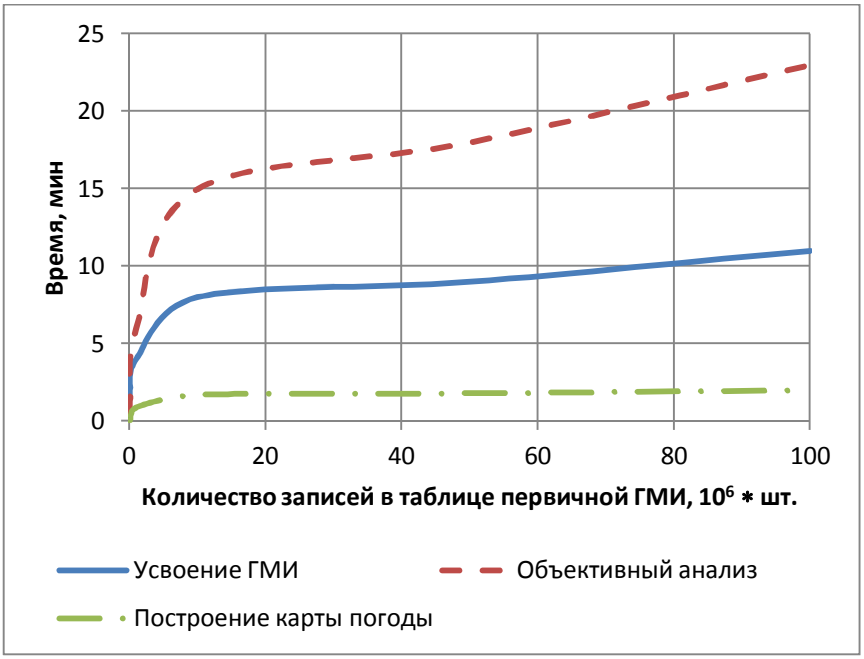


Рис. 2. Графики зависимости времени выполнения основных функций АС ГМО от количества записей в таблице первичной ГМИ

Минимизацию количества записей в таблицах без разделения атрибутов одной записи возможно осуществить с помощью горизонтального фрагментирования интервального типа [6]. Для этого необходимо проанализировать частоты I_A использования затрагиваемых атрибутов A_i основных таблиц в запросах различных типов T_R при выполнении АС ГМО основных ее функций. Указанный анализ позволит определить ряд атрибутов, проверяемых на принадлежность к определённому интервалу для последующей группировки записей по фрагментам. Анализ атрибутов необходимо проводить на предмет частоты использования их в запросах. Атрибуты, частота использования которых в запросах максимальна, по сравнению с другими затрагиваемыми атрибутами, могут использоваться в качестве проверяемых при фрагментировании. В результате предложенного способа фрагментирования родительские таблицы будут разделены на максимальное количество фрагментов, что максимально уменьшит количество записей N_d в фрагментируемых таблицах и исключит из запросов максимальное количество затрагиваемых атрибутов.

Как упоминалось ранее, минимизируемая функция T зависит от настроек СУБД и нагрузки. В данном случае в качестве настроек рассматривается настройка фрагментирования отношений, то учитывая проведенный анализ рисунка 2 и принимая за основные элементы нагрузки СУБД затрагиваемые атрибуты таблиц и интенсивности использования указанных атрибутов в запросах, можно конкретизировать целевую функцию T и представить частный случай задачи (3) в следующем виде:

$$A^* = \underset{\substack{A^* \subset A_i \\ I(A^*) \to \max \\ X_2 = X^*_{\text{ГФИТ}}}}{\operatorname{argmin}} N_d^*(A, I, X_2), \tag{9}$$

где A^* — затрагиваемые атрибуты таблицы, проверяемые на принадлежность к определённому интервалу при её фрагментировании, N_d^* — целевая функция количества записей во фрагментированной таблице, X_2 — параметр настройки фрагментирования, $X^*_{\text{ГФИТ}}$ — значение параметра настройки фрагментирования, означающее, что применяется горизонтальное фрагментирование интервального типа.

Таким образом, чтобы применить при настройке СУБД АС ГМО горизонтальное фрагментирование интервального типа, требуется определить те затрагиваемые атрибуты таблиц, частота использования которых в запросах максимальна.

Как показывает практика создания АС ГМО, существует ряд особенностей взаимодействия её компонент с СУБД. Эти особенности в первую очередь касаются осуществления основных наиболее частых запросов. При функционировании АС ГМО к СУБД должны осуществляться сложно структурированные (организованные в виде функций) запросы разных типов с определённой периодичностью как в фоновом режиме, так и в результате действий оператора.

Рассмотрим использование затрагиваемых атрибутов таблиц в запросах к СУБД на примере функционирования комплекса «АРМ-ВГМ». За временной период t, в течение которого поступают запросы целесообразно принять 1 сутки, так как ежесуточный набор поступающих сообщений и перечень решаемых подразделением ГМС задач приблизительно одинаковы.

В фоновом режиме основная часть запросов осуществляются при следующих операциях:

– поступление данных;

– раскодирование данных;

– объективный анализ;

– журналирование событий АС ГМО;

– очистка БД.

Основными типами запросов T_R являются следующие:

– «SELECT», то есть запросы выборки данных из одной или нескольких таблиц;

– «INSERT», то есть запросы на запись данных в одну или несколько таблиц;

– «UPDATE», то есть запросы на редактирование имеющихся записей в таблицах;

– «DELETE», то есть запросы на удаление данных из одной или нескольких таблиц.

При поступлении данных к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к справочным таблицам для идентификации сообщений и запросы типа «INSERT» к таблицам, хранящим данные о поступивших сообщениях.

При раскодировании данных к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к таблицам, хранящим данные о поступивших сообщениях, с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по типу поступившего сообщения) для получения массива однородных сообщений, подлежащих раскодированию, запросы типа «SELECT» к справочным таблицам для определения местоположения (географических координат) по индексу станции, запросы типа «SELECT» к таблицам первичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по принадлежности к определённой станции, по типу метеопараметра) для определения характеристик уже записанного массива раскодированных данных, запросы типа «INSERT» к таблицам первичной ГМИ для записи новых раскодированных данных и запросы типа «UPDATE» к таблицам первичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по принадлежности к определённой станции, по типу метеопараметра) для обновления дублирующихся данных в случае более высокого показателя качества у поступивших данных.

При объективном анализе к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к таблицам первичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по принадлежности к определённой станции, по типу метеопараметра, по значению метеопараметра) для отбора массива значений в узлах хаотической сетки, подлежащего объективному анализу, запросы типа «INSERT» к таблицам вторичной ГМИ для записи нового результата в виде поля с значениями в

узлах регулярной сетки и всех его характеристик, запросы типа «UPDATE» к таблицам вторичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по типу метеопараметра, по значению метеопараметра) для обновления полей, прошедших объективный анализ вновь.

При журналировании событий АС ГМО к СУБД осуществляются запросы типа «INSERT» к таблицам, хранящим информацию о работе и выполненных задачах всех компонент АС ГМО.

При очистке БД к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к таблицам, хранящим данные о поступивших сообщениях, таблицам первичной и вторичной ГМИ и таблицам журналирования с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по типу сообщения, по принадлежности к определённой станции, по типу метеопараметра) в зависимости от настроек очистки БД АС ГМО для определения характеристик уже записанного массива раскодированных данных, запросы типа «DELETE», то есть запросы на удаление данных из одной или нескольких таблиц, к таблицам, хранящим данные о поступивших сообщениях, таблицам первичной и вторичной ГМИ и таблицам журналирования с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по типу сообщения, по принадлежности к определённой станции, по типу метеопараметра) в зависимости от настроек очистки БД АС ГМО для удаления устаревших и не используемых в дальнейшей работе данных.

В результате действий оператора основная часть запросов осуществляется при следующих операциях:

– формирование карт погоды;

– формирование диаграмм, бюллетеней;

– прогнозирование метеовеличин и явлений.

При формировании карт погоды к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к таблицам первичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по типам необходимых для наноски метеопараметров) для получения массива данных, на основе которых осуществляется наноска ГМИ для каждой метеостанции, запросы типа «SELECT» к таблицам вторичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по типу метеопараметра) для получения поля метеовеличины, которое будет изображаться на карте в виде изолиний.

При формировании диаграмм и бюллетеней к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к таблицам первичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по принадлежности к определённой станции, по типам необходимых метеопараметров) для получения набора значений метеовеличин, графики или данные о которых изображаются на соответствующей диаграмме или бюллетене.

При прогнозировании метеовеличин и явлений к СУБД осуществляются запросы типа «SELECT» к таблицам первичной ГМИ с различными фильтрами и сортировкой (по дате и времени, по временному интервалу, по принадлежности к определённой станции или территории, по типам необходимых метеопараметров) для получения набора значений метеовеличин, которые используются при том или ином методе прогнозирования.

Обобщая вышесказанное, доли использования затрагиваемых атрибутов таблиц при осуществлении запросов к СУБД в течение 1 суток возможно представить в виде гистограммы, изображённой на рис. 3. Аналогичное распределение доли использования затрагиваемых атрибутов для каждого типа запроса T_R в отдельности имеет схожий вид.

Из рис. 3 видно, что наиболее часто используемыми атрибутами являются «Дата, время» и «Тип метеовеличины», а также «Индекс станции». Поэтому очевидно, что их можно использовать при фрагментировании в качестве проверяемых на принадлежность к некоторому интервалу.

Также следует отметить, что интенсивность поступления запросов I_i в течение суток неравномерна, но её локальные максимумы связаны с основными синоптическими сроками. Указанный факт является следствием того, что в основные синоптические сроки производится практически весь объем наблюдений. Следовательно, в те же самые сроки с некоторой постоянной временной задержкой обработанные данные наблюдений поступают потребителям

ГМИ в подразделения ГМС, где осуществляется вторичная их обработка и составление документации с помощью АС ГМО. Ежедневный набор функций, решаемых в подразделении ГМС с помощью АС ГМО одинаков, поэтому распределение интенсивности поступления запросов к СУБД в течение суток приблизительно постоянно для каждого дня.

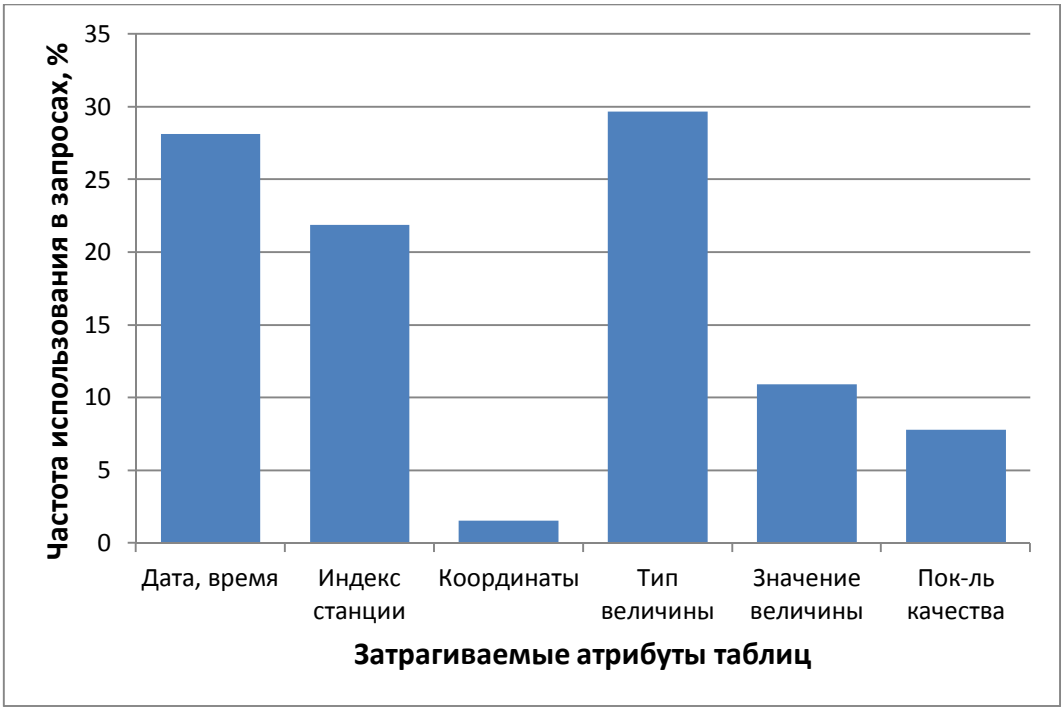


Рис. 3. Гистограмма частот использования затрагиваемых атрибутов таблиц в запросах СУБД АС ГМО в течение времени $t = 1$ *суткам*

Учитывая вышесказанное, можно полагать, что при выборе фрагментов отношений СУБД АС ГМО необходимо использовать значения атрибутов даты и времени, значения атрибутов типа метеопараметра, а также значения индексов станций, так как они наиболее часто встречаются в запросах и основные максимумы интенсивности поступающих запросов связаны с максимумами интенсивности поступления данных в основные синоптические сроки.

Распределение данных по узлам (базам данных) D_i должно усилить положительный эффект применения фрагментирования, но при этом оно не должно затрагивать целостность фрагментов во избежание излишних затрат на проведение дополнительных операций соединения [6]. Поэтому целесообразно не распределять данные запроса к фрагментируемой таблице, но осуществлять общее распределение данных в СУБД в соответствии с теми операциями АС ГМО, в ходе выполнения которых осуществляется наибольшее количество запросов.

На рис. 4 представлены результаты эксперимента по определению процентного отношения доли запросов к СУБД комплекса «АРМ-ВГМ» при выполнении им каждой из основных операций к общему объему запросов, поступивших в течение 1 суток.

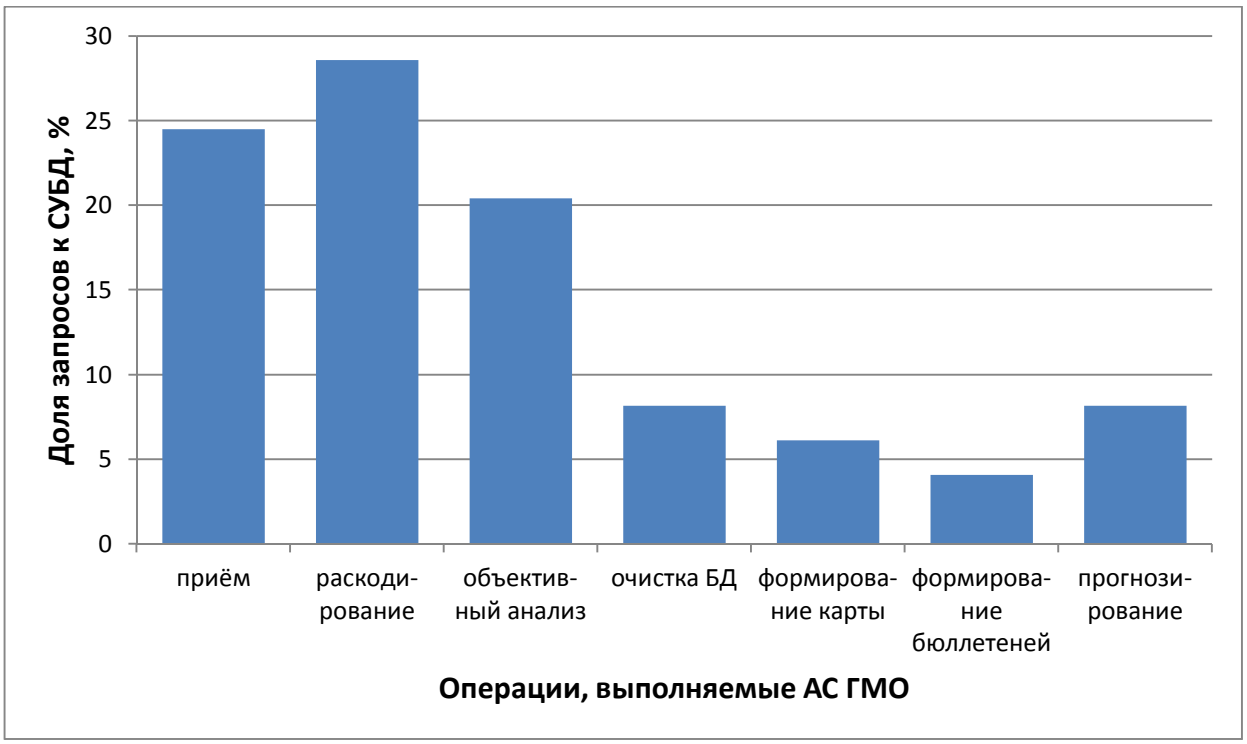


Рис. 4. Гистограмма распределения суточного объема запросов к СУБД в соответствии с выполняемыми АС ГМО операциями

Как видно из рис. 4, наибольшее количество запросов осуществляется во время приёма, раскодирования и объективного анализа. Соответственно, весь объем данных СУБД АС ГМО целесообразно распределять по узлам в соответствии, как минимум, с указанными операциями.

Подводя итог вышесказанному, можно утверждать, что основными параметрами настройки СУБД АС ГМО являются:

– выбираемые структуры организации физического уровня X_1:

$$X_1 = \{X^*_{\text{ГФ}}, X^*_{\text{РДУ}}\}, \tag{10}$$

где $X^*_{\text{ГФ}}$ — значение параметра настройки, означающее, что используется горизонтальное фрагментирование, $X^*_{\text{РДУ}}$ — значение параметра настройки, означающее, что используется распределение данных по узлам;

– тип фрагментирования X_2:

$$X_2 = X^*_{\text{ГФИТ}}, \tag{11}$$

где $X^*_{\text{ГФИТ}}$ — значение параметра настройки, означающее, что используется горизонтальное фрагментирование интервального типа;

– атрибуты, используемые при фрагментировании X_3:

$$X_3 = A^* = \{Dt_{\text{И}}, Ind, T_m\}, \tag{12}$$

– обязательный состав атрибутов фрагмента X_4:

$$X_4 = \{Dt_{\text{П}}, \text{C}, V_m, Q_m\}, \tag{13}$$

– разбиение данных СУБД на отдельные узлы (базы данных) X_5:

$$X_5 = \{D_{\text{П}}, D_{\text{Р}}, D_{\text{ОА}}\}, \quad (14)$$

где $D_{\text{П}}$ — база данных приема ГМИ, $D_{\text{Р}}$ — база данных раскодированной ГМИ, $D_{\text{ОА}}$ — база данных результатов объективного анализа ГМИ.

Таким образом, мы определили нагрузку СУБД, а именно, провели анализ основных запросов, и параллельно определили пути решения задачи (3), то есть набор основных параметров $X_{<n>}$ и их области значений.

ПРИМЕР ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ГОРИЗОНТАЛЬНОГО ФРАГМЕНТИРОВАНИЯ ДАННЫХ В УЗЛАХ ЛОКАЛЬНО РАСПРЕДЕЛЁННОЙ СУБД ПРИ НАСТРОЙКЕ СУБД АС ГМО

В настоящее время в рамках работ по модернизации существующих АС ГМО, выполняемых в Военно-космической академии имени А.Ф.Можайского, осуществлено создание программного обеспечения АС ГМО военного назначения, Модернизированного межвидового программно-технического комплекса военного гидрометеоролога «АРМ-ВГМ-М». При решении задачи (3) во время проектирования СУБД указанной АС ГМО, были реализованы следующие настройки.

1. Распределение данных СУБД осуществляется в соответствии с операциями, выполняемыми в фоновом режиме. Таким образом СУБД состоит из следующих баз данных:

– БД приёма ГМИ;
– БД раскодированной ГМИ;
– БД объективного анализа;
– БД журналирования.

2. В БД приёма ГМИ используется горизонтальное фрагментирование интервального типа, где в качестве атрибута, проверяемого на принадлежность к определённому интервалу, используется дата поступления сообщения. Сообщение в целях экономии ресурсов сохраняется не в СУБД, а в виде текстового файла.

Основными атрибутами фрагмента являются:

– дата и время поступления данных;
– ссылка на файл сообщения.

В одной записи хранится информация об одном сообщении.

3. В БД раскодированной ГМИ используется составное горизонтальное фрагментирование интервального типа, где в качестве первого проверяемого атрибута используется тип данных сообщения (приземные, аэрологические, океанологические и так далее), а для образованных фрагментов в качестве второго проверяемого атрибута используется дата и время производства наблюдений.

Основными атрибутами фрагмента являются:

– дата и время поступления данных;
– дата и время проведения измерений, наблюдений;
– тип величины;
– значение величины;
– показатель качества данных.

В одной записи хранится информация об одном раскодированном метеопараметре.

4. В БД объективного анализа используется составное горизонтальное фрагментирование интервального типа, где в качестве первого проверяемого атрибута используется тип данных поля (приземные, аэрологические, океанологические и так далее), а для образованных фрагментов в качестве второго проверяемого атрибута используется дата и время, за которые проводился объективный анализ. Поле в целях экономии ресурсов сохраняется не в СУБД, а в виде бинарного файла.

Основными атрибутами фрагмента являются:

– дата и время, за которые проводился объективный анализ;
– дата и время проведения объективного анализа;
– шаг сетки;

– тип анализируемого метеопараметра;
– ссылка на файл поля.

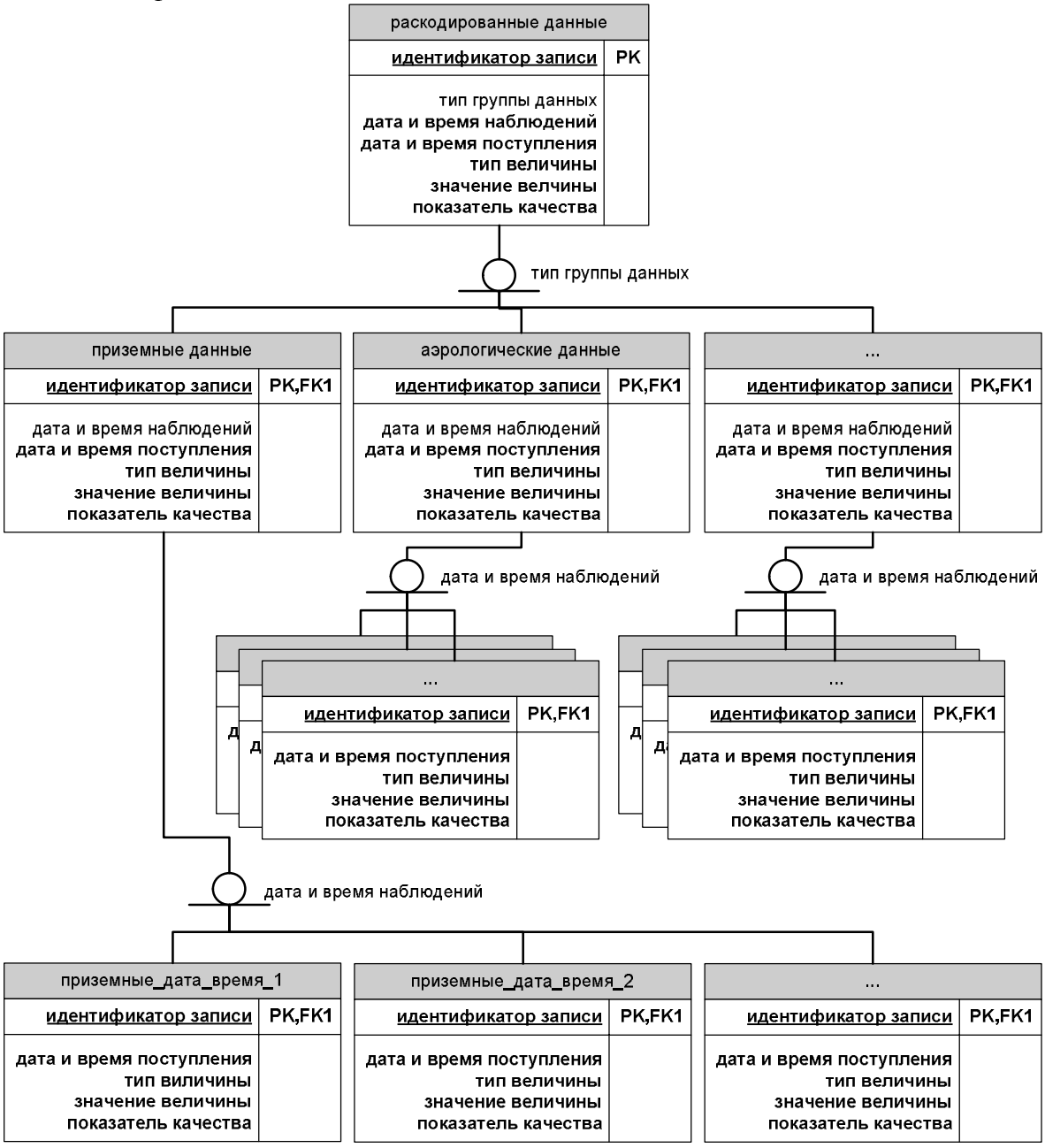


Рис. 5. Схема БД раскодированной ГМИ

В одной записи хранится информация об одном поле одного метеопараметра.

5. В БД журналирования используется горизонтальное фрагментирование интервального типа, где в качестве проверяемого атрибута используется дата журналирования.

Основными атрибутами фрагмента являются:

– дата и время события;

– компонент, в котором возникло событие;

– сообщение о событии.

На рис. 5 для примера представлена схема БД раскодированной ГМИ, настроенной в соответствии с указанными выше настройками.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА ПО СРАВНЕНИЮ ПРОИЗВОДИТЕЛЬНОСТЕЙ ОДНОТИПНЫХ СУБД ПРИ РАЗЛИЧНОЙ ОРГАНИЗАЦИИ ИХ ФИЗИЧЕСКОГО УРОВНЯ ПРИ ОДИНАКОВОЙ НАГРУЗКЕ

Для указанного эксперимента выбраны СУБД «АРМ-ВГМ» и СУБД его модернизированного варианта «АРМ-ВГМ-М». СУБД каждого программно-технического комплекса является PostgreSQL. ПЭВМ, на базе которых функционируют комплексы, одинаковы по своим характеристикам (Intel Core 2 Duo 2,4 GHz, DDR3 2Gb 1033 MHz, HDD 1Tb 7200 rpm). Нагрузка каждой СУБД одинакова и определяется объёмом поступающих в АС ГМО данных по системе телесвязи Росгидромета. БД каждой АС ГМО насыщена ГМИ за два месяца непрерывного поступления данных. Проверочными данными является набор метеорологических сообщений, ежедневно поступающих за интервал с 00 часов до 03 часов по Гринвичу. Поступившие сообщения представляют собой телеграммы в буквенно-цифровых метеорологических кодах FM-12, FM-13, FM-18, FM-35, FM-64 Ext. и других, а также в бинарных метеорологических кодах FM-94 BUFR и GRIB общим объёмом ~500 Мбайт.

Так как ранее в качестве производительности СУБД АС ГМО было выбрано время ответа системы на запрос, то в ходе эксперимента можно сравнивать время обработки одинаковых комплексов запросов для каждой АС ГМО, осуществляемых при выполнении АС своих основных функций.

Таким образом, в ходе эксперимента сравнивалось:

– время усвоения в БД проверочных данных;

– время объективного анализа усвоенных проверочных данных;

– время построения приземной карты погоды на основе усвоенных и прошедших объективный анализ проверочных данных.

Результаты эксперимента представлены в таблице 1.

Таблица 1

Результаты эксперимента по сравнению производительности СУБД

СУБД	Время усвоения данных	Время объективного анализа	Время построения приземной карты
АРМ-ВГМ	11 минут	23 минуты	2 минуты
АРМ-ВГМ-М	1 минута	6 минут	20 секунд

На основе результатов эксперимента, представленных в таблице 1, можно сделать вывод о том, что настройка СУБД «АРМ-ВГМ-М» в отличие от настройки СУБД «АРМ-ВГМ» обеспечивает значимо лучшую производительность и позволяет с помощью АС ГМО более оперативно и быстро осуществлять операции как в фоновом режиме, так и в результате действий оператора.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Настройка СУБД АС ГМО, а именно, организация физического уровня СУБД, играет важную роль при оперативном выполнении задач, решаемых подразделениями ГМС при осуществлении ГМО отраслей таких, как авиация и космическая деятельность. Разработка новых подходов к организации физического уровня СУБД АС ГМО позволяет улучшать показатели производительности СУБД и самой АС ГМО, качественно автоматизировать с её помощью выполнение задач ГМО, повышать оперативность действий личного состава гидрометеорологических подразделений обеспечиваемых отраслей как при выполнении повседневных задач, так и во внештатных ситуациях, требующих от личного состава ГМС своевременных и безошибочных действий в любых условиях.

Список используемых источников

1. Наставление по информационной системе ВМО (ИСВ). ВМО-№ 1060. Т.1 [Текст] . – 2012. – 21 с.

2. Гандин, Л.С. Объективный анализ метеорологических полей [Текст] . – Л.: Гидрометиздат, 1963. – 288 с.

3. Готюр, И.А. Методика уточнения поля геопотенциала над акваториями океанов [Текст] / И.А. Готюр, А.В. Костромитинов // Навигация и гидрография / ГНИНГИ, СПб. – СПб: МО РФ. – 2013. – № 36. – С. 97-102.

4. Руководство по глобальной системе обработки данных. ВМО-№ 305 [Текст] . – 1997. – 211 с.

5. РД 50-680-88 (Группа П87). Руководящий документ по стандартизации. Методические указания. Автоматизированные системы. Основные положения. – М.: Госстандарт России, 2001.

6. Чернышев, Г.А. Обзор подходов к организации физического уровня в СУБД [Текст] / Г.А. Чернышев // Труды СПИИРАН. – СПб, 2013. – Вып. 1(24). – С. 222–276.

7. Chaudhuri S., Weikum G. Self-management technology in databases // Encyclopedia of Database Systems / Ed. by Ling Liu, M.Tamer Ozsu. Springer US, 2009. P. 2550–2555.

8. Sultana S., Bertino E. A distributed system for the management of finegrained provenance // Journal of Database Management. 2015. no. 26(2). P. 32-47.

9. Zamanian E., Binnig C., Salama A. Locality-aware partitioning in parallel database systems. Proceedings of the ACM SIGMOD International Conference on Management of Data, NJ, USA: ACM, 2015. P. 17-30.

10. Khalil N., Eid D., Khair M. Availability and reliability issues in distributed databases using optimal horizontal fragmentation // Database and Expert Systems Applications / Ed. by Trevor Bench-Capon, Giovanni Soda, A Tjoa. Springer Berlin / Heidelberg, 1999. Vol. 1677 of Lecture Notes of Computer Science. P. 771–780.

11. Bouakkaz M., Ouinten Y., Ziani B. Vertical fragmentation of data warehouses using the FP-Max algorithm // Innovations in Innovation Technology (IIT), 2012 International Conference on. 2012. march. P. 273–276.

12. Rodriguez L., Li X. A vertical partitioning algorithm for distributed multimedia databases // Proceedings of the 22nd international conference on Database and expert systems applications – Volume Part II. DEXA'11. Berlin, Heidelberg : Springer-Verlag, 2011. P. 544–558.

13. Bellatreche L., Benkrid S., Ghazal A. Verification of partitioning and allocation techniques on teradata DBMS // Algorithms and Architectures for Parallel Processing / Ed. by Yang Xiang, Alfredo Cuzzocrea, Michael Hobbs, Wanlei Zhou. Springer Berlin / Heidelberg, 2011. Vol. 7016 of Lecture Notes in Computer Science. P. 158–169.

14. Chu S., Balazinska M., Suciu D.. From theory to practice: Efficient join query evaluation in a parallel database system // Proceedings of the ACM SIGMOD International Conference on Management of Data. New York, NY, USA : ACM, 2015. P. 63-78.

15. Loesing S., Pilman M., Etter T., Kossmann D. On the design and scalability of distributed shared-data databases // Proceedings of the ACM SIGMOD International Conference on Management of Data. New York, NY, USA : ACM, 2015. P. 663-676.

А.В. Костромитинов;
М.Ю. Рудь
ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

МОДЕЛЬ ПРЕДСТАВЛЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ ЦИКЛОНА НА ОСНОВЕ ТЕОРЕТИКО-МНОЖЕСТВЕННОГО ПОДХОДА К ОПИСАНИЮ СТРУКТУРЫ ДАННЫХ КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО НАЗНАЧЕНИЯ

В статье описана модель представления облачности циклона, позволяющая использовать данные космических аппаратов гидрометеорологического назначения для получения численных характеристик структуры циклонических облачных спиралей для последующего их использования при диагностике поля геопотенциала в районах, слабо освещённых аэрологическими наблюдениями. Модель построена на основе теоретико-множественного подхода к анализу полей облачности циклонов, просматриваемых на снимках земной поверхности из космоса. Использование модели позволяет подойти к диагностике гидрометеорологических условий с позиции обеспечения точности диагностики поля геопотенциала, а, следовательно, и с позиции повышения эффективности функционирования специализированных автоматизированных систем гидрометеорологического обеспечения.

Ключевые слова: облачность циклона, диагностика поля геопотенциала, космические аппараты гидрометеорологического назначения.

В настоящее время сеть аэрологических станций на земном шаре является достаточно разряжённой по сравнению с сетью станций приземных наблюдений. Особенно данная проблема касается таких территорий, как акватории морей и океанов, пустыни, горы, где станции температурно-ветрового зондирования атмосферы практически отсутствуют. Для уточнения поля геопотенциала, формируемого на основе данных аэрологических наблюдений, как правило, используются дополнительные данные, например, данные о поле ветра, которые не всегда доступны или могут являться неточными.

В настоящей статье для уточнения поля геопотенциала предлагается использовать данные, получаемые от космических аппаратов гидрометеорологического назначения (КА ГМН). Как известно, поле геопотенциала в тропосфере в наибольшей степени определяет погоду в том или ином районе земного шара [1], а дополнительное использование данных КА ГМН при его анализе позволит повысить точность диагностики погодных условий на территориях, слабо освещённых аэрологическими наблюдениями.

Данные КА ГМН, а именно радиометрически калиброванные и географически привязанные изображения земной поверхности в инфракрасном и видимом диапазоне спектра электромагнитного излучения, представляются в виде растровых изображений земной поверхности в оттенках серого цвета. Анализ таких изображений, как правило, направлен на идентификацию типов представленной на изображении облачности [2**Ошибка! Источник ссылки не найден.**], на определение местоположения кромки льда в акватории Северного Ледовитого океана и не представляет возможности получения информации о поле геопотенциала на изображённой территории.

Поэтому требуется разработать модель представления данных КА ГМН, которая позволит получать информацию о поле геопотенциала по изображенной на спутниковом снимке территории.

Рассмотрим поток данных A, поступающих от полярноорбитальных КА ГМН типа Метеор-М №2, и принимаемый на Автономный пункт приёма и обработки космической метеорологической информации «Сюжет-МБ». В данном потоке передаётся информация об участках земной поверхности, соответствующих каждому пикселю растрового спутникового снимка. Вместе все эти пиксели образуют матрицу, которую можно записать в следующем виде:

$$A_{<M,N>} = \{a_{mn}\}, m = 1(1)M,\ n = 1(1)N, \quad (1)$$

где: M – число строк матрицы пикселей спутникового снимка, передаваемого КА ГМН за время сеанса связи;

N – число пикселей в строке сканирования, которое определяется возможностями сканирующей аппаратуры и, например, для КА ГМН Метеор-М №2, составляет 2048.

Информация о пикселях матрицы представляет собой измеренную и откалиброванную яркостную температуру земной поверхности (для инфракрасного диапазона), либо альбедо земной поверхности (для видимого диапазона). Матрицу значений яркостных температур в каждом пикселе можно записать в следующем виде:

$$I_{<M,N>} = \{i_{mn}\}, m = 1(1)M,\ n = 1(1)N. \quad (2)$$

Рассмотрим оператор F, который для каждого пикселя матрицы $A_{<M,N>}$ определяет соответствующее ей значение яркостной температуры из матрицы $I_{<M,N>}$. Тогда:

$$i_{mn} = F\{a_{mn}\},\ m = 1(1)M,\ n = 1(1)N.. \quad (3)$$

Каждый пиксель матрицы $A_{<M,N>}$ также имеет некоторые географические координаты. Неизвестные матрицы значений широт и долгот пикселей можно представить в виде выражений (4) и (5) соответственно:

$$\Phi_{<M,N>} = \{\varphi_{mn}\}, \qquad m = 1(1)M,\ n = 1(1)N, \quad (4)$$

$$\Lambda_{<M,N>} = \{\lambda_{mn}\}, \qquad m = 1(1)M,\ n = 1(1)N, \quad (5)$$

где $\Phi_{<M,N>}$ - матрица значений широт пикселей;

$\Lambda_{<M,N>}$ - матрица значений долгот пикселей.

Рассмотрим операторы P_φ и P_λ, которые определяют широту φ_{mn} и долготу λ_{mn} каждого пикселя матрицы $A_{<M,N>}$. Тогда справедливы равенства (6) и (7):

$$\varphi_{mn} = P_\varphi(a_{mn}, Q_t), m = 1(1)M,\ n = 1(1)N, \quad (6)$$

$$\lambda_{mn} = P_\lambda(a_{mn}, Q_t), m = 1(1)M,\ n = 1(1)N, \quad (7)$$

где: Q_t – набор эфемерид КА ГМН в момент времени t.

В обобщённом виде **Ошибка! Источник ссылки не найден.** и **Ошибка! Источник ссылки не найден.** (6) и (7) можно представить в виде:

$$(\varphi_{mn}, \lambda_{mn}) = C(a_{mn}, Q_t), m = 1(1)M,\ n = 1(1)N, \quad (8)$$

где: C – оператор определения координат пикселя.

В основе операторов P_φ и P_λ для получения значений координат пикселей используется модель SGP4/SDP4, которая позволяет на основе эфемерид КА ГМН рассчитать координаты спутника, координаты подспутниковой точки [3], и правила сферической геометрии, которые позволяют определить координаты каждого пиксела в строке. При расчётах также во внимание принимается разрешающая способность сканирующей аппаратуры. Например, у КА ГМН Метеор-М №2 размер пикселя в строке сканирования составляет 1×1 км в подспутниковой области и 4×1 км на краях строки.

Так как с помощью разрабатываемой модели планируется получать информацию о барическом поле, а поле облачности циклона близко по форме к логарифмической спирали [1,4], далее рассмотрим оператор R, выбирающий в матрице $A_{<M,N>}$ матрицу пикселей размерности $K \times L$, ограничивающих область нахождения циклонической облачной спирали в случае её наличия на спутниковом снимке. Данную матрицу можно представить в виде:

$$A_{R_{<K,L>}} = \left\{a_{R_{kl}}\right\} = R\left(A_{<M,N>}, Y_{<4>}\right),\ k = 1(1)K,\ l = 1(1)L\,, \quad (9)$$

где: $A_{R_{<K,L>}}$ – выбранная матрица размерности $K \times L$;

$Y_{<4>} = \langle m_1, m_2, n_1, n_2\rangle^T$ – вектор границ области спирали,

m_1 и m_2 – номера строк,

n_1 и n_2 – номера столбцов.

Исходя из формулы (9), для каждого элемента a_R и a справедливо выражение:

$$a_{R_{kl}} = a_{(m_1+k)\,(n_1+l)},\ \ k = 1(1)K,\ l = 1(1)L\,. \tag{10}$$

Также отметим, что:

$$K = m_2 - m_1, \qquad L = n_2 - n_1. \tag{11}$$

Пиксели, соответствующие на спутниковом снимке циклонической облачной спирали в инфракрасном диапазоне, обладают отличительной особенностью. Земная поверхность в области этих пикселей обладает наименьшей яркостной температурой по сравнению с другими пикселями выбранной матрицы $A_{R_{<K,L>}}$. Это связано с тем, что циклоническая облачная спираль образована в том числе перистой облачностью, являющейся самой высокой на рассматриваемой территории и, как следствие, обладающей наименьшей температурой. С учётом этого рассмотрим оператор H, выбирающий в матрице $A_{R_{<K,L>}}$ множество $A_{H_{<J>}}$ пикселей, соответствующих облачной спирали, путём сравнения значений яркостной температуры земной поверхности в области этих пикселей с некоторым пороговым значением. Указанное множество можно представить в следующем виде:

$$A_{H_{<J>}} = \left\{a_{H_j}\right\} = H\left(A_{R_{<K,L>}}, I_{\text{пор}}\right), j = 1(1)J, \tag{12}$$

где: $H\left(A_{R_{<K,L>}}, I_{\text{пор}}\right):\ \ a_{R_{kl}} = a_{H_j},$ если $F\left(a_{R_{kl}}\right) \le I_{\text{пор}},\ j = 1(1)J,$

$I_{\text{пор}}$ – предельно высокое значение яркостной температуры земной поверхности в области пикселей спутникового снимка, соответствующих циклонической облачной спирали,

J – количество выбранных пикселей.

С учетом выражений (6) и (7) координаты пикселей, соответствующих циклонической облачной спирали $\left(\Phi_{<J>}, \Lambda_{<J>}\right)_H$ определяются по формуле:

$$\left(\Phi_{<J>}, \Lambda_{<J>}\right)_H = \left((\varphi_j), (\lambda_j)\right)_H = \left(P_\varphi\left(A_{H_{<J>}}, Q_t\right), P_\lambda\left(A_{H_{<J>}}, Q_t\right)\right). \tag{13}$$

Для последующего анализа поля облачности циклона и дальнейшей диагностики поля геопотенциала кроме координат пикселей спирали на спутниковом снимке, которые дают представление о местоположении и пространственных масштабах циклона, необходимо знать координаты центра облачной спирали, которые соответствуют местоположению центра циклона.

У логарифмической спирали, ориентированной по сторонам света, линия, соединяющая северную и южную точки одного витка, пересекается с линией, соединяющей западную и восточную точку того же витка, в центре спирали. Учитывая данный факт, предлагается определять координаты центра циклона на основе координат северной, южной, западной и восточной точек циклонической облачности. Причины выбора этих точек показаны в [5].

Рассмотрим оператор $B = \langle B_N,\ B_S,\ B_W,\ B_E \rangle$, определяющий среди пикселей множества $A_{H_{<J>}}$ самый северный, южный, западный и восточный пиксели. Тогда множество A_{NSWE} указанных точек можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned} A_{NSWE} &= \langle a_N, a_S, a_W, a_E \rangle = B\left(A_{H_{<J>}}\right) = \\ &= \langle\, B_N\left(A_{H_{<J>}}\right), B_S\left(A_{H_{<J>}}\right), B_W\left(A_{H_{<J>}}\right), B_E\left(A_{H_{<J>}}\right) \rangle, \end{aligned} \tag{14}$$

где: a_N – северный пиксель спутникового снимка, соответствующий облачной спирали;

a_S – южный пиксель спутникового снимка, соответствующий облачной спирали;

a_W – западный пиксель спутникового снимка, соответствующий облачной спирали;

a_E – восточный пиксель спутникового снимка, соответствующий облачной спирали;

$B_N\left(A_{H_{<J>}}\right):\ a_{H_j} = a_N,$ если $P_\varphi\left(a_{H_j}, Q_t\right) = \varphi_{max}$ для всех $j = 1(1)J$;

$B_S\left(A_{H_{<J>}}\right):\ a_{H_j} = a_S,$ если $P_\varphi\left(a_{H_j}, Q_t\right) = \varphi_{min}$ для всех $j = 1(1)J$;

$B_W\left(A_{H_{<J>}}\right):\ a_{H_j} = a_W,$ если $P_\lambda\left(a_{H_j}, Q_t\right) = \lambda_{min}$ для всех $j = 1(1)J$;

$B_E\left(A_{H_{<J>}}\right):\ a_{H_j} = a_E,$ если $P_\lambda\left(a_{H_j}, Q_t\right) = \lambda_{max}$ для всех $j = 1(1)J$;

$\varphi_{max} = \max P_\varphi(A_H, Q_t)$;

$\varphi_{min} = \min P_\varphi(A_H, Q_t)$;

$\lambda_{min} = \min P_\lambda(A_H, Q_t)$;
$\lambda_{max} = \max P_\lambda(A_H, Q_t)$.

Таким образом, оператор B определяет четыре пикселя из множества $A_{H<J>}$ с максимальными и минимальными значениями широты и долготы, соответствующие северной, южной, западной и восточной точкам циклонической облачной спирали. Координаты данных пикселей определяются в соответствии с выражениями (15)–(18) соответственно:

$$(\varphi_N, \lambda_N) = \left(\varphi_{max}, P_\lambda(a_N, Q_t)\right), \quad (15)$$

где: φ_N – широта северной точки,
λ_N – долгота северной точки,

$$(\varphi_S, \lambda_S) = \left(\varphi_{min}, P_\lambda(a_S, Q_t)\right), \quad (16)$$

где: φ_S – широта южной точки,
λ_S – долгота южной точки,

$$(\varphi_W, \lambda_W) = \left(P_\varphi(a_W, Q_t), \lambda_{min}\right), \quad (17)$$

где: φ_W – широта западной точки,
λ_W – долгота западной точки,

$$(\varphi_E, \lambda_E) = \left(P_\varphi(a_E, Q_t), \lambda_{max}\right), \quad (18)$$

где: φ_E – широта восточной точки,
λ_E – долгота восточной точки.

Если известны координаты северной, южной, западной и восточной точек циклонической облачной спирали, предлагается приближённо определять координаты её центра (φ_0, λ_0) по формулам линейной геометрии (19) и (20):

$$\varphi_0 = k_1 \frac{b_2 - b_1}{k_1 - k_2} + b_1, \quad (19)$$

$$\lambda_0 = \frac{b_2 - b_1}{k_1 - k_2}, \quad (20)$$

где:

$$b_1 = \frac{\lambda_S \varphi_N - \lambda_N \varphi_S}{\lambda_S - \lambda_N}, b_2 = \frac{\lambda_W \varphi_E - \lambda_E \varphi_W}{\lambda_W - \lambda_E}, k_1 = \frac{\varphi_S - \varphi_N}{\lambda_S - \lambda_N}, k_2 = \frac{\varphi_W - \varphi_E}{\lambda_W - \lambda_E}.$$

Таким образом, данные, поступающие от КА ГМН, представляется в виде множества пикселей спутникового снимка, соответствующих циклонической облачной спирали, их координат $\left(\Phi_{<J>}, \Lambda_{<J>}\right)_H$ и координат центра спирали (φ_0, λ_0).

С учётом соотношений (8), (9), (12)–(14) в аналитическом виде модель представления данных, поступающих от КА ГМН, полностью можно представить формулами (21)–(23).

$$\Phi_{<J>} = P_\varphi\left(H\left(R\left(A_{<M,N>}, Y_{<4>}\right), I_{\text{пор}}\right), Q_t\right), \quad (21)$$

$$\Lambda_{<J>} = P_\lambda\left(H\left(R\left(A_{<M,N>}, Y_{<4>}\right), I_{\text{пор}}\right), Q_t\right), \quad (22)$$

$$(\varphi_0, \lambda_0) = L\left(C\left(B\left(H\left(R\left(A_{<M,N>}, Y_{<4>}\right), I_{\text{пор}}\right)\right), Q_t\right)\right), \quad (23)$$

где: L – оператор расчёта координат точки пересечения двух прямых, проходящих через две точки с известными координатами.

Таким образом, в соответствии с выражениями (21) и (22) данные, поступающие от КА ГМН, представляются в виде координат точек циклонической облачной спирали. В соответствии с выражением (22) те же данные представляются в виде координат центра циклонической облачной спирали.

В общем виде схема разработанной модели представления данных, поступающих от КА ГМН, представлена на рис. 1.

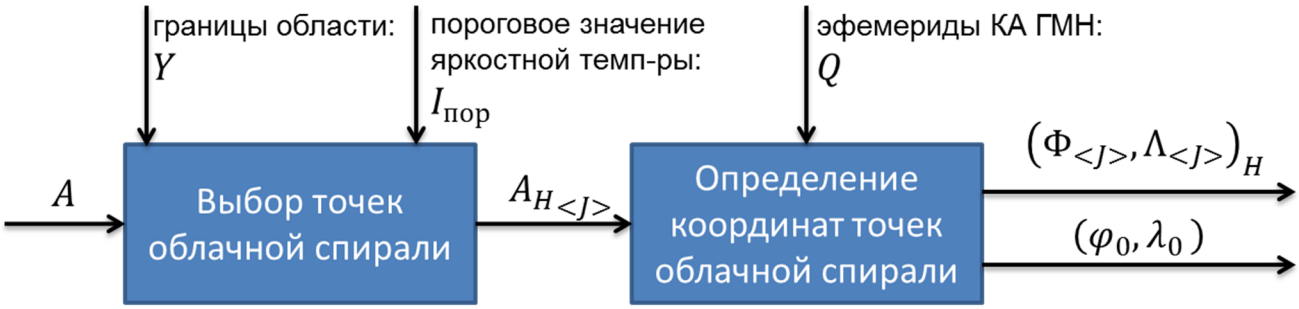


Рис. 1. Общая схема модели представления облачности циклона

Подробно на основании формул (6)–(20) разработанная модель представлена на рис. 2.

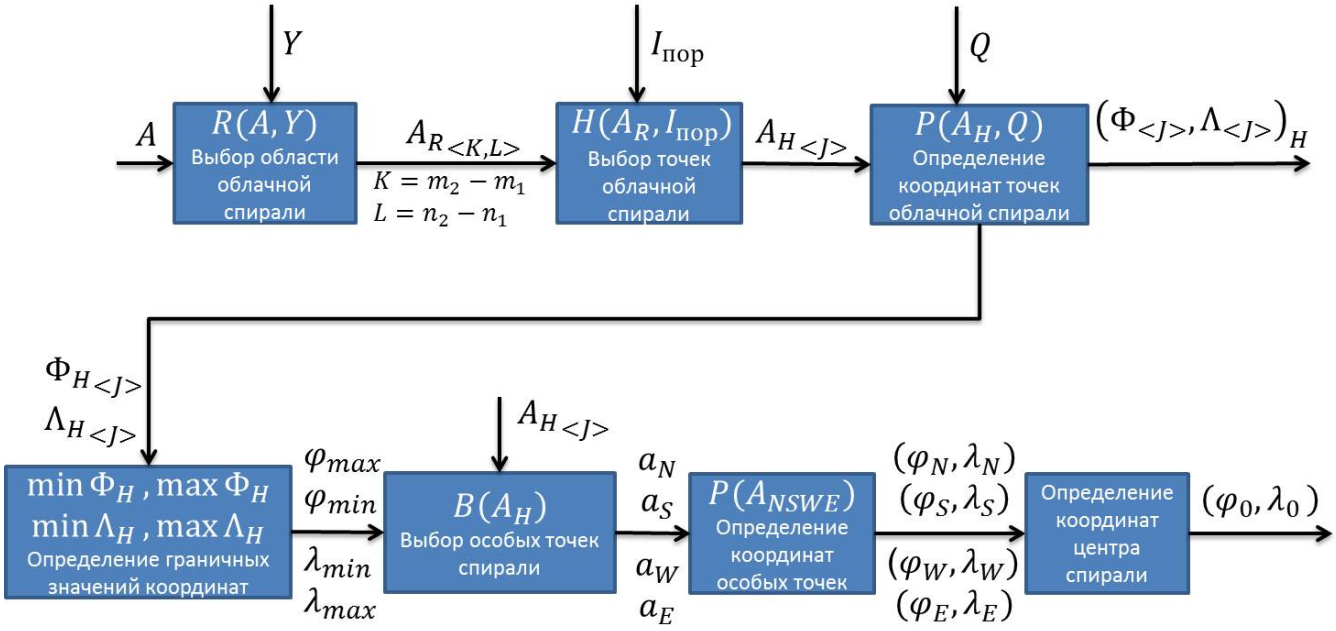


Рис. 2. Подробная схема модели представления облачности циклона

В зависимости от значений параметров Y, $I_{\text{пор}}$ и Q по разработанной модели данные, поступающие от КА ГМН, представляются в виде географических координат различного количества точек циклонической облачной спирали при её наличии на просканированной территории во время сеанса связи. Также, чем точнее эфемериды Q_t для конкретного момента времени t, тем точнее будут определены координаты точек спирали. За пороговое значение $I_{\text{пор}}$ предлагается принимать значение яркостной температуры, превышающее минимальное на 10% от разницы максимального и минимального значении в области, которой соответствует спутниковый снимок:

$$I_{\text{пор}} = I_{min} + 0{,}1(I_{max} - I_{min}), \quad (24)$$

где: I_{max} – максимальное значение яркостной температуры земной поверхности в области, которой соответствуют матрица пикселей спутникового снимка $A_{<M,N>}$,

I_{min} – минимальное значение яркостной температуры земной поверхности в области, которой соответствуют матрица пикселей спутникового снимка $A_{<M,N>}$.

Следует отметить, что определение границ Y прямоугольной области циклонической облачной спирали возможно осуществлять как на основе визуального анализа растрового изображения земной поверхности, формируемого на основе принятых от КА ГМН данных, так и методами теории распознавания образов [6].

Разработанную модель предлагается использовать для представления данных КА ГМН, являющимися изображениями земной поверхности не только в инфракрасном, но и в видимом

диапазоне спектра. В этом случае вместо $I_{<M,N>}$ будет использоваться матрица значений альбедо земной поверхности в точках сканирования, а пороговое значение альбедо $Al_{\text{пор}}$ будет рассчитываться по формуле (25):

$$Al_{\text{пор}} = Al_{max} - 0{,}1(Al_{max} - Al_{min}), \quad (25)$$

где: Al_{max} – максимальное значение альбедо земной поверхности в области, которой соответствуют матрица пикселей спутникового снимка $A_{<M,N>}$;

Al_{min} – минимальное значение альбедо земной поверхности в области, которой соответствуют матрица пикселей спутникового снимка $A_{<M,N>}$.

Таким образом, разработанная модель позволяет представить данные КА ГМН в виде, удобном для анализа облачности, соответствующей таким барическим образованиям, как циклоны. Последующая обработка этих данных даёт возможность получить численные параметры облачности циклона. Применение этих параметров для определения физико-статистических зависимостей между полями облачности и геопотенциала описано в [5] и является дальнейшим направлением исследований.

Список используемых источников

1. Воробьев, В. И. Синоптическая метеорология / В. И. Воробьёв. – Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – 616 с.

2. Костромитинов, А.В. Методика уточнения поля геопотенциала над акваториями океанов / И.А.Готюр, А.В.Костромитинов // Навигация и гидрография. – 2013. – №36. – С. 97–105.

3. Hoots, F.R. SpaceTrack Report no. 3. Models for Propagation of NORAD Element Sets / F.R. Hoots, R.L. Roehrich, December 1980, TS Kelso.

4. Андронников, В.В. Анализ и прогноз синоптического положения по вихревой структуре облачности [Текст]. – Воронеж, 2003. – 74 с.

5. Костромитинов, А.В. Физико-статистическая модель поля ветра в циклоне на основе данных дистанционного зондирования Земли из космоса [Текст] / А.В. Костромитинов, А.А. Корыстин, П.А. Прохоренко и др. // Труды Военно-космической академии имени А.Ф. Можайского. – СПб.: ВКА, 2017. – Вып. 659. – С. 55–62.

6. Ту, Дж. Принципы распознавания образов [Текст] / Дж. Ту, Р. Гонсалес. – М.: Мир, 1978. – 416 с.

Н.П. Красненко[*,**],
доктор физико-математических наук, профессор;
Л.Г. Шаманаева[***,****],
кандидат физико-математических наук,доцент;
[*] Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Томск
[**] Томский государственный университет систем управления и радиоэлектроники, Томск
[***] Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, Томск
[****] Национальный исследовательский Томский государственный университет, Томск,

СОДАРНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЙ ДИНАМИКИ НИЖНЕГО СЛОЯ АТМОСФЕРЫ

Рассматривается методология содарного зондирования и результаты исследования пространственно-временной динамики термической структуры, трех компонентов скорости ветра и характеристик турбулентности в атмосферном пограничном слое. Реализован алгоритм обработки содарных данных, позволяющий одновременно визуализировать динамику вектора скорости ветра, восстанавливать вертикальные профили структурных характеристик полей температуры и скорости ветра и др. Приведены результаты исследований статистических закономерностей и структуры как температурной, так и ветровой турбулентности, что очень важно для практических приложений.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования структуры и динамики атмосферного пограничного слоя (АПС) имеют как фундаментальное, так и прикладное значение. Скорость ветра является наиболее изменчивым метеорологическим параметром атмосферы. Знание характеристик атмосферной турбулентности также имеет фундаментальное и прикладное значение. Оперативные данные о профилях скорости ветра нужны для уточнения прогноза состояния воздушного бассейна различных районов, метеорологического обеспечения работы аэропортов и др. Если в приземном слое атмосферы измерения профилей ветра достаточно хорошо отработаны прежде всего с помощью невысоких метеомачт с расположенными на них датчиками и существуют модели поведения ветра, то в пограничном слое все сложнее. Для приземного слоя разработана теория подобия Монина - Обухова, по которой профили скорости ветра, как и других метеорологических величин, определяются через универсальные функции, зависящие от типа стратификации атмосферы, шероховатости подстилающей поверхности. Профиль ветра в АПС зависит ещё и от скорости геострофического ветра (условий в свободной атмосфере). Построение общей теории АПС, аналогичной вышеупомянутой для приземного слоя, довольно затруднительно из-за многофакторности зависимостей.

Для измерения характеристик турбулентности в АПС в основном используются средства лазерного (лидары) и акустического (содары) зондирования. Применение содаров позволяет получать длинные временные ряды наблюдений вертикальных профилей характеристик температурной стратификации и вектора скорости вектора, обеспечивать высокое пространственное и временное разрешение и, следовательно, фиксировать тонкую структуру АПС, а также рассчитывать структурные функции поля скорости ветра и другие характеристики турбулентности.

В докладе по результатам работ авторов [1–11] анализируется пространственно-временная динамика характеристик атмосферной турбулентности, включая три компонента скорости ветра, продольные и поперечные структурные функции поля скорости ветра, структурные характеристики температуры и скорости ветра, скорость диссипации кинетической энергии турбулентности, и внешние масштабы температурной и динамической турбулентности, рассчитанные из временных рядов содарных измерений с использованием замкнутого итерационного алгоритма обработки данных с учетом турбулентного ослабления звука по трассе распространения до зондируемого объема и обратно, позволяющего одновременно восстанавливать вертикальные профили структурных характеристик полей температуры и скорости ветра и исследовать их взаимосвязь.

АППАРАТУРА ЗОНДИРОВАНИЯ

Измерения проводились трехкомпонентным моностатическим допплеровским содаром с рабочей частотой 1700 Гц, периодом посылки импульсов 11,5 с, длительностью импульса 150 мс [10, 11]. Одна приемная антенна содара была ориентирована вертикально, а две другие наклонены под углом 20° к вертикали в ортогональных плоскостях. Нормированная мощность сигнала обратного рассеяния измерялась с высотным разрешением $\Delta z = 20$ м, минимальная высота зондирования варьировала от 48 до 74 м в зависимости от шумовой обстановки в период измерения. Дополнительно контролировалось отношение сигнал/шум по факсимильной записи сигнала. Обрабатывались серии из $N = 53$ измерений, что обеспечивало 10-мин период усреднения. Аппаратурные константы содара были определены путем калибровки содара по результатам измерений ультразвуковым термометром/анемометром.

Обрабатывались также результаты измерений допплеровского мини-содара с рабочей частотой 4900 Гц, длительностью импульса излучения τ = 60 мс, периодом посылки зондирующих импульсов 4 с [12]. Излучение также последовательно посылалось и принималось в трех направлениях – вертикальном и наклонных под углами α = 14° к вертикали в двух взаимно ортогональных плоскостях. Высотные профили трех компонентов скорости ветра $V_{i,j}(z_k), i = x, y, z,\ j = 1, \ldots, N$ измерялись в $M = 40$ стробах z_k шириной $\Delta z = 5$ м в диапазоне высот 5–200 м. Серии из $N = 150$ профилей обеспечивали получение структурных функций скорости ветра с 10-мин усреднением.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

В качестве примера на рис. 1, *а* и *б* в векторном представлении показана полусуточная пространственно-временная динамика горизонтальной скорости ветра по результатам измерений в течении двух дней 14 и 16 сентября. Из рис. 1, *а* видно, что в 11 часов местного времени, вертикальное распределение скорости ветра было достаточно однородным, северо-восточным, и сохранялось во всем диапазоне высот зондирования. При этом горизонтальная компонента скорости ветра V_h вначале росла с высотой, и ее максимальное значение V_h фиксировалось на высоте 75 м. Затем она плавно уменьшалась с высотой z. Это характерно для устойчивой стратификации (наличии температурной инверсии). У верхней границы инверсии профиль ветра имеет струеобразный характер. Температурная инверсия поднимается и далее распадается. Стратификация переходит в неустойчивую, а в послеобеденное время – в нейтральную. В 12 часов местного времени, достаточно равномерное распределение V_h сохранялось до высоты z = 175 м, скорость ветра также росла с высотой. В 13 часов местного времени, северо-восточное направление V_h сменилось на юго-западное, и оно сохранялось практически до 17 часов. В 18 часов, направление горизонтального ветра поменялось на северо-западное, но высота верхней границы струи в приземном слое со временем уменьшалась, и составила 75 м в 23 часа. Следует отметить, что к ночи опять образуется устойчивая стратификация атмосферы и наблюдаются сильные струйные течения ветра на высотах 100 и 160 м.

За 16 сентября ветер был более сильным, особенно в нижнем 100-метровом слое. Здесь прослеживается увеличение высоты максимума V_h с 45 м в 10 часов местного времени до 100 м в 14 часов. Это тоже связано с подъемом ночной приземной температурной инверсии. В профиле скорости ветра отчетливо наблюдается наличие такого опасного для авиации явления, как сдвиг ветра. В 18 часов, юго-западное направление струйного течения сменилось на северо-западное, высота струи вначале выросла со 100 м в 20 часов до 125 м в 21 час, а затем уменьшилась до 75 м в 22 часа. К 23 часам направление ветра сменилось на юго-восточное и он стал менее сильным. Нерегулярное поведение скорости ветра в нижнем 25-метровом слое можно объяснить влиянием шероховатости подстилающей поверхности и ее неравномерным прогревом.

Таким образом, проведенные мини-содаром измерения профилей скорости ветра показали на его большую эффективность в контроле тонкой структуры АПС, выявлении струйных течений и обнаружении сдвига ветра. Анализ результатов измерений высотных профилей вектора скорости ветра и его вертикального и горизонтального компонентов показал, что аналитические

аппроксимации вертикального профиля горизонтальной скорости ветра возможны для нейтральной и неустойчивой стратификаций атмосферы. Довольно хорошо они описываются логарифмическим законом, что отмечалось и раньше при обработке данных измерений скорости ветра на высотных метеомачтах. При устойчивой стратификации атмосферы и, особенно при наличии приподнятых температурных инверсий, такую аппроксимацию сделать проблематично без знания других дополнительных характеристик АПС, в этом случае необходимо проводить реальные измерения. Векторное представление дает возможность визуализации пространственно-временной динамики поля ветра в АПС, в частности, оценить форму, размеры струйных течений и сдвига ветра в нем.

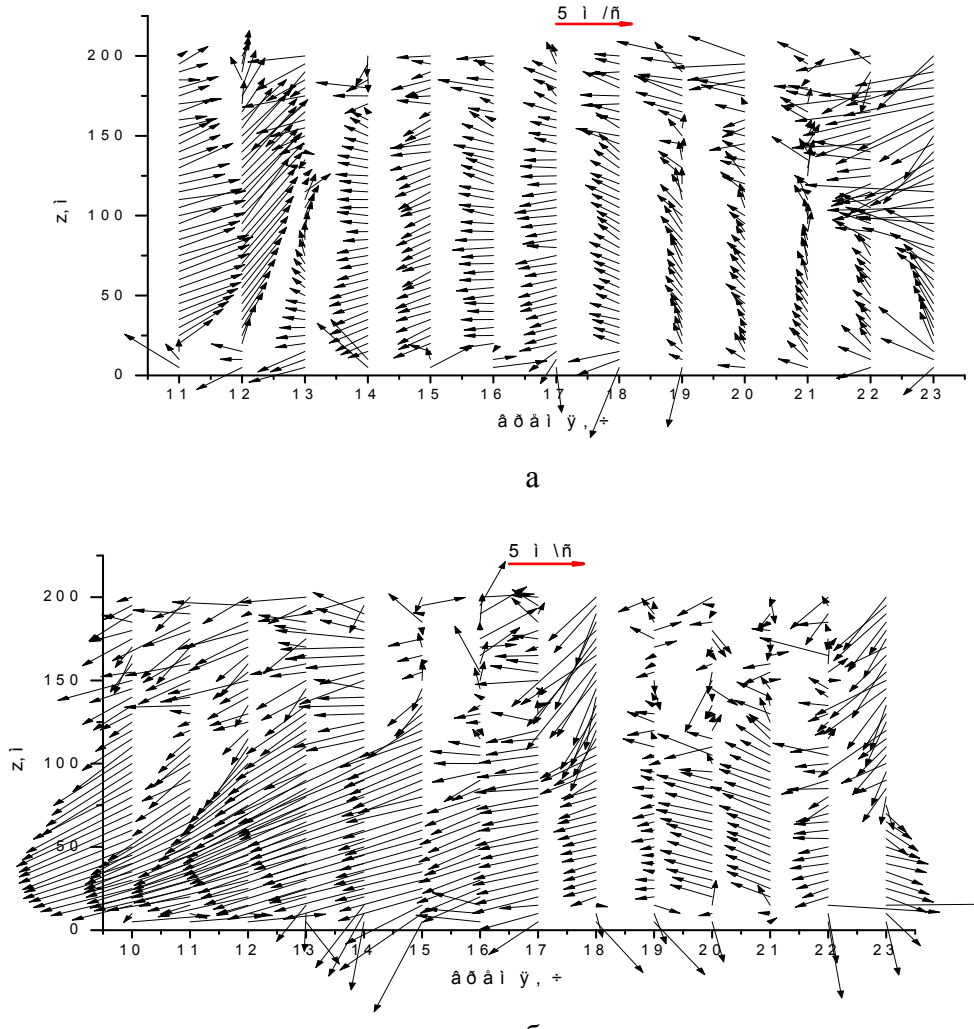


Рис. 1. Почасовая полусуточная пространственно-временная динамика горизонтальной скорости ветра по результатам мини-содарных измерений 14 и 16 сентября. Ориентация: вверху – север, слева - запад

Рисунок 2, *а–е* иллюстрирует синхронную временную динамику температурной (факсимильная запись сигнала *а, г*) и ветровой турбулентности (*б, д* – поперечная (D_{tt}) и *в, е* продольная (D_{rr}) структурные функции скорости ветра) в нижнем 200-метровом слое атмосферы в градациях искуственного цвета для двух 10-мин серий измерений минисодаром. На факсимильных записях отчетливо видна перьевая структура, характерная для условий дневной конвекции, верхняя граница которой подвержена квазипериодическим колебаниям и имеет выраженную тенденцию к увеличению высоты за период наблюдения. Величины поперечной (*б*, *д*) и продольной (*в*, *е*) структурных функций, в $м^2/с^2$, в градациях искусственного цвета, указаны справа от рисунков. Видно, что поперечная структурная функция много меньше продольной, что указывает на сильную анизотропию атмосферных флуктуаций в продольном и поперечном направлении и сдавливании мелкомасштабной турбулентности в вертикальном направлении.

Поведение продольной структурной функции также характеризует динамику высоты слоя перемешивания.

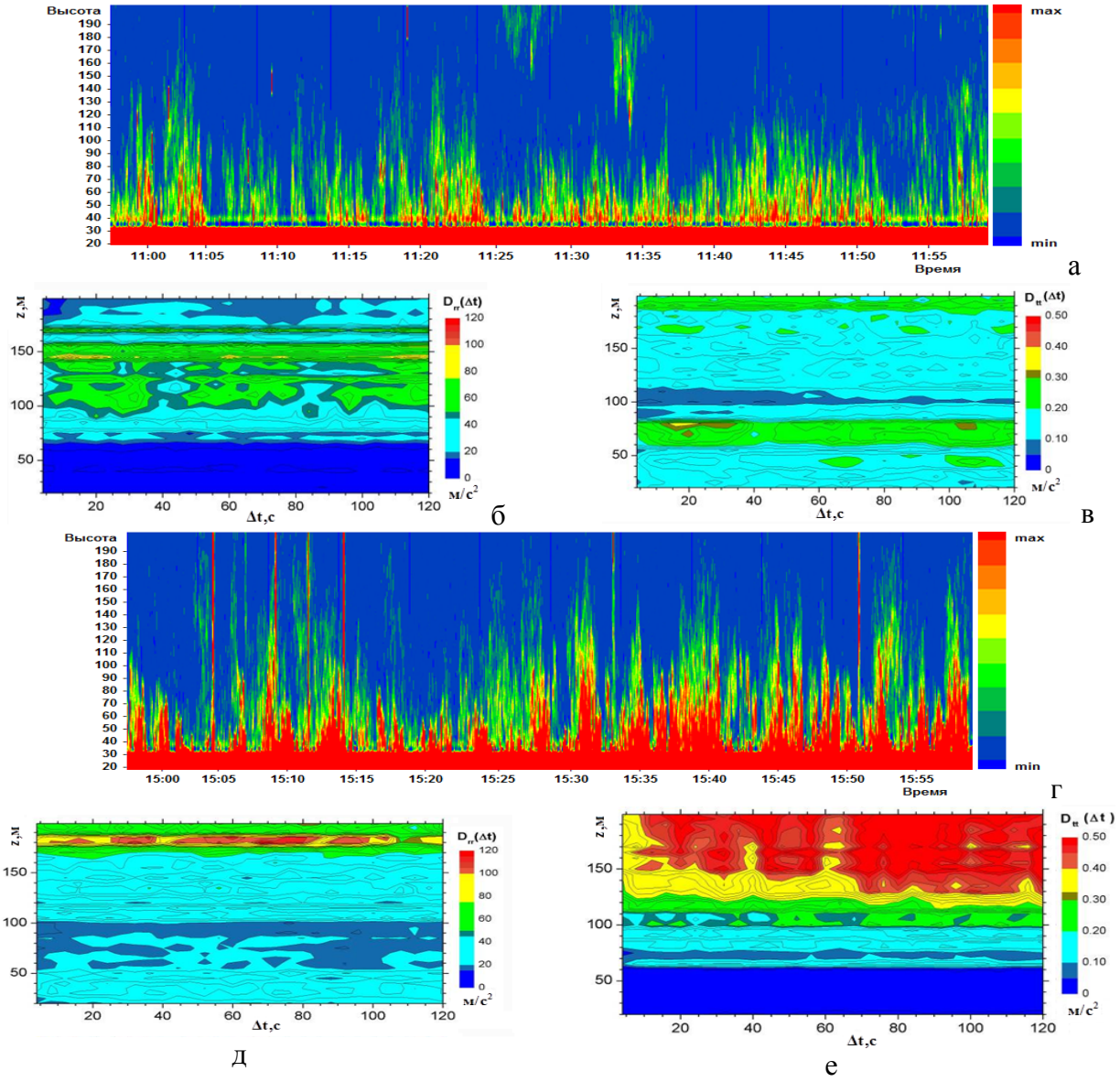


Рис. 2. Динамика структуры температурной и ветровой турбулентности утром в 11:00 (а–в) и днем в 15:00 (г–е)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты измерений показали, что аппроксимации вертикального профиля горизонтальной скорости ветра возможны для нейтральной и неустойчивой стратификаций атмосферы. Довольно хорошо они описываются логарифмически-степенной зависимостью. Найдены константы аппроксимации и оценены их погрешности. Векторное представление позволяет визуализировать пространственно-временную динамику поля ветра и характеристик турбулентности в АПС, в частности, оценить форму и размеры струйных течений и сдвига ветра в них. Приведены результаты исследований дисперсии трех компонентов скорости ветра. Получены результаты измерений пространственно-временной динамики продольных и поперечных структурных функций поля скорости ветра, структурных характеристик полей температуры и скорости ветра, скорости диссипации кинетической энергии турбулентности, и внешних масштабов температурной и динамической турбулентности.

Список используемых источников

1. Капегешева О.Ф., Красненко Н.П., Стафеев П.Г., Шаманаева Л.Г. Влияние времени усреднения на качество восстановления характеристик мелкомасштабной ветровой турбулентности при акустическом зондировании. Известия вузов. Физика. 2012. Т. 55. № 10, с. 28-31.

2. Капегешева О.Ф., Красненко Н.П., Стафеев П.Г., Шаманаева Л.Г. Динамика структуры температурной и ветровой турбулентности в нижних слоях атмосферы по результатам акустического зондирования. // Известия вузов. Физика. 2012 . Т. 55. № 9/2, с. 228-232.

3. Красненко Н.П.. Шаманаева Л.Г. Пространственно-временная динамика скорости диссипации кинетической энергии турбулентности в нижней атмосфере // Известия вузов. Физика. 2012. Т. 55. № 12, С. 101-106.

4. Красненко Н.П., Капегешева О.Ф., Стафеев П.Г., Шаманаева Л.Г. Внешние масштабы температурной и динамической турбулентности по результатам акустического зондирования атмосферы // Известия вузов. Физика. 2013. Т. 56. № 6, с. 57-62.

5. Капегешева О.Ф., Красненко Н.П., Стафеев П.Г., Шаманаева Л.Г. Оценка внешнего масштаба динамической турбулентности по результатам акустического зондирования атмосферы // Известия вузов. Физика, 2013 г., № 9/2, С. 254-255.

6. Капегешева О.Ф., Красненко Н.П., Стафеев П.Г., Шаманаева Л.Г. Внешний масштаб динамической турбулентности по результатам акустического зондирования атмосферы // Оптика атмосферы и океана. 2013. Т. 26. № 11. С. 964–968.

7. Красненко Н.П., Тарасенков М.В., Шаманаева Л.Г. Пространственно-временная динамика скорости ветра по результатам мини-содарных измерений // Известия вузов. Физика. 2014. Т. 57. № 11. С. 77-83.

8. Красненко Н.П., Капегешева О.Ф., Тарасенков М.В., Шаманаева Л.Г. Пространственно-временная динамика дисперсии скорости ветра по результатам измерений мини-содаром // Известия вузов. Физика. 2015. Т. 58. № 8. С. 65-69.

9. Симахин В.А., Черепанов О.С., Шаманаева Л.Г. Пространственно-временная динамика скорости ветра по результатам мини-содарных измерений // Известия вузов. Физика. 2015. Т. 58. № 12. С. 176-181.

10. Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G. Sodar measurements of the structural characteristics of temperature fluctuations and the outer scale of turbulence // Meteorol. Z. – 1998. – **V. 7.** – P. 392–397.

11. Krasnenko N.P., Shamanaeva L.G. Sodar derived vertical profiles of the structure characteristics of temperature fluctuations and the outer scale of turbulence // Proc. 9th Int. Symp. on Acoustic Remote Sensing and Associated Techniques of the Atmosphere and Oceans, Vienna. – 1998. – P. 223-226.

12. URL: http: // www.minisodar.com/products/4000i/ (Дата обращения 01.04.2018).

В.М. Краснов,
доктор физико-математических наук;
Ю.В. Кулешов,
доктор технических наук, профессор;
Военно-космическая академия имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

ВЫБОР НАЧАЛЬНОЙ ФОРМЫ АКУСТИЧЕСКОГО ИМПУЛЬСА ОТ ТОЧЕЧНОГО ИСТОЧНИКА ПРИ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ

На основе эксперимента и расчетов показано, что для углов выхода акустических лучей от точечного источника, по крайней мере, больших 23° предпочтительно использовать в качестве начальной формы модифицированный импульс Рида, а при меньших углах – импульс Рида.

Ключевые слова: атмосфера, инфразвук, модель распространения, формы импульса.

ВВЕДЕНИЕ

При интерпретации данных инфразвукового мониторинга атмосферы или условий распространения акустических волн от точечного источника необходимо задать форму начального акустического импульса. Экспериментальному определению формы начального импульса посвящено много работ. Например, в работе [1] обобщаются результаты наблюдений, проведенных во время наземного химического взрыва Misty Picture, проведенного в США в 1987 г. Эквивалентная мощность заряда составила 3840 т ТНТ и обеспечила амплитуду ударной волны как при ядерном взрыве мощностью 8 кт ТНТ. Датчики инфразвука располагались на расстоянии от 7 до 1200 км, при этом 21 датчик зарегистрировал волну в зоне видимости. Рассматривалось согласие экспериментальной формы акустической волны и модельных: классической формы, использованной Kinney и Graham [2], импульса Рида (Reed) [3] и, предложенная Дробжевой, Красновым [4], модификация импульса Рида. Получено, что амплитуда, центральная частота спектра и привязка по времени сигнала наилучшим образом согласуются с моделью Рида. При этом отмечается, что модифицированный импульс Рида улучшает форму импульса, но не спектр. Целью настоящей работы является определить возможную причину отличия от эксперимента модифицированного импульса Рида.

МОДЕЛИ ИМПУЛЬСА И СОПОСТАВЛЕНИЕ С ЭКСПЕРИМЕНТОМ

Импульс Рида описывается выражением

$$P'(t) = \Delta p_u \left(1 - t/t_u\right)\left(1 - t/\tau_g\right)\left(1 - \left(t/\tau_g\right)^2\right), \qquad (1)$$

где $P'(t)$ - возмущение давления; Δp_u - амплитуда фазы сжатия; t_u - длительность фазы сжатия; τ_g - общая длительность импульса; t – время; индекс "u" относится к величинам для однородной атмосферы.

Необходимо отметить, что недостатком модели Рида является: площадь фазы сжатия акустического импульса меньше площади фазы разрежения - что противоречит закону сохранения количества движения при распространении акустического импульса в свободном пространстве. Именно этот недостаток послужил главной причиной корректировки модели Рида авторами работы [4]. В результате предложена следующая модель формы импульса

$$\begin{cases} P'(t) = \Delta p_u \left(1 - t/t_u\right)\left(1 - t/\tau_g\right)\left(1 - \left(t/\tau_g\right)^2\right) \quad \rightarrow \quad 0 \le t \le 0.4\tau_g, \\ P'(t) = kt + d \quad \rightarrow \quad 0.4\tau_g \le t \le \tau_s, \\ P'(t) = 0 \quad \rightarrow \quad t > \tau_s, \end{cases} \qquad (2)$$

где τ_s - время, для которого площадь волны разрежения становится равной площади волны сжатия, $d = P'\left(0.4\tau_g\right) - 0.4k\tau_g$ и $k = \frac{dP'}{dt}$ при $t = 0.4\tau_g$.

На Рис.1 показана форма импульса Рида и его модификация по формуле (2) для взрыва Mill Race мощностью 500 т ТНТ. Форма импульса сжатия не изменилась, различие наблюдается только в форме импульса разряжения.

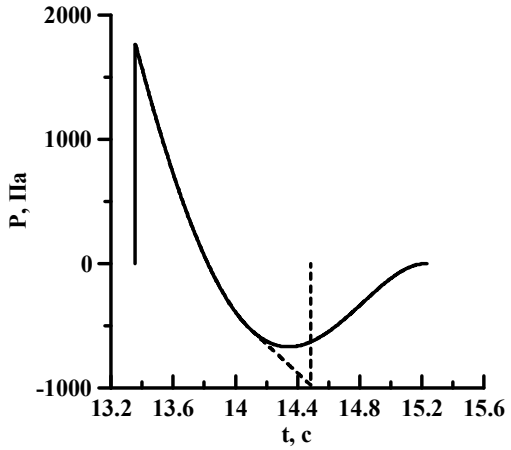


Рис.1. Сопоставление форм: импульса Рида (сплошная линия) и модифицированного (штриховая линия) по формуле (2).

Очевидно, что в случае выхода (прихода в точку приема) акустического луча под малыми углами к горизонту земная поверхность будет оказывать влияние на поле акустической волны и, соответственно, на форму импульса. Возможно, по этой причине форма импульса Рида лучше согласуется с экспериментом, когда акустические волны распространяются вдоль поверхности Земли. Рассмотрим правомерность этого предположения на примере эксперимента Mill Race [5], когда при точечном химическом взрыве акустические волны регистрировались с помощью датчиков, установленных на четырех парашютах, что обеспечивало прием «сигналов» при разных углах выхода акустических лучей. В частности, высоты расположения парашютов (h) составляли: 9.0 км, 8.8 км, 8.6 км и 8.2 км при горизонтальных расстояниях от места взрыва (r), соответственно: 16.3 км, 10.6 км, 5.2 км и 1.9 км. Для определения возмущения давления на фронте ударной волны сосредоточенного заряда использовалась эмпирическая формула для сферического взрыва тротила в свободном пространстве [6]

$$\frac{\Delta p_u}{P_0} = \frac{0.21}{R_2} + \frac{0.21}{R_2^2} + \frac{0.15}{R_2^3}, \tag{3}$$

где P_0 – атмосферное давление на поверхности Земли; $R_2 = r/\Lambda$ - безразмерная величина; r - расстояние от центра взрыва, $\Lambda = (E/P_0)^{1/3}$ - характерный масштаб взрыва; E - энергия, выделенная при взрыве ($E = 4.15*10^{12}$ Дж при взрыве 1кт заряда ТНТ).

Геометрическая форма акустического волнового фронта от точечного наземного взрыва является расширяющейся полусфера. В результате плотность энергии становится в два раза больше чем при сферическом фронте. Поэтому, при расчетах, в предположении идеальной отражающей поверхности, была принята величина E в два раза большей.

Коробейников [6] установил, что ударная волна вырождается в инфразвуковую, и ее скорость становится равной скорости звука при $R_2 = 12.04$. Время распространение ударной волны от центра взрыва до R_2 определяется по формуле

$$t_0 = 9.526\Lambda\sqrt{\rho_0/P_0}, \tag{4}$$

где ρ_0 - фоновая плотность на высоте взрыва.

Для расчета начального количества движения фазы сжатия использовалась формула Майлса [7]

$$S_u = 3.691*10^{-3} P_0 \Lambda / c, \tag{5}$$

где c - скорость звука.

Длительность фазы сжатия акустического импульса рассчитывалась на основе формул (2) и (5).

Формулы (1) и (2) справедливы для случая однородной атмосферы. В случае взрывов большой мощности начальный радиус фронта акустической волны $r_f = \Lambda R_2$ может составлять величины в несколько километров. В результате, при различных углах выхода акустических лучей, их начальные «точки» на фронте оказываются на разных высотах с разными значениями параметров фоновой атмосферы. Коррекция величин давления Δp_u и длительности t_u на начальном фронте акустической волны при переходе от однородной к неоднородной атмосфере проводилась на основе закона сохранения количества движения для неоднородной атмосферы [8]

$$\Delta p_f = \Delta p_u \left(\frac{\rho_{0f}}{\rho_{ou}} \right)^{1/2} \frac{c_f}{c_u},\ t_f = t_u (c_u / c_f), \tag{6}$$

где индекс "*f*" используется для обозначения параметров акустического импульса и атмосферы на начальном фронте волны для различных высот выхода акустического луча.

Высотные профили фоновой атмосферы: плотность, скорость звука, температура, коэффициент поглощения, удельные теплоемкости при постоянном объеме и давлении и др. - рассчитывались на основе модели нейтральной атмосферы MSIS-90 [9]. Эволюция акустического импульса Рида и его модифицированной формы при их распространении от начального фронта акустической волны до датчиков на парашютах рассчитывалась с учетом неоднородности атмосферы, нелинейных эффектов, поглощения и расходимости волнового фронта по модели, описанной в [8]. Результаты расчетов акустических импульсов для точек расположения четырех парашютов с датчиками давления и их сопоставление с экспериментом представлено на Рис. 2, где Δ – расчетный угол выхода акустического луча из места взрыва. Видно, что расчетные величины амплитуды, длительности и времени прихода согласуются с экспериментальными в пределах нескольких процентов. Фазы сжатия для обоих типов использованных начальных импульсов, практически, совпадают. Однако, при использовании импульса Рида наблюдается различие между модельной и экспериментальной формой фазы разряжения, причем с увеличением угла выхода акустического луча различие возрастает. Т.е. чем ближе к вертикали направление распространение волны, тем больше различие для импульса Рида, и, наоборот, чем ближе к поверхности земли распространяется волна, тем различие меньше.

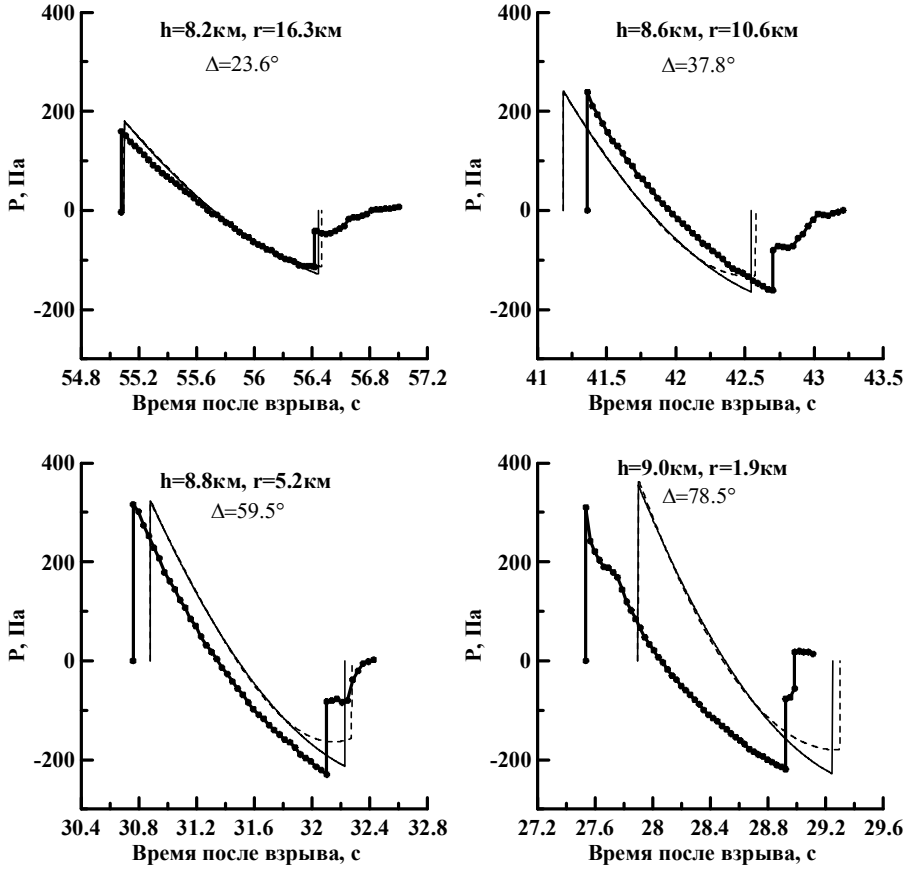


Рис.2. Сопоставление результатов измерений (кривые с точками) с результатами модельных расчетов акустического импульса при использовании в качестве начального импульса Рида (штриховые линии) и модифицированного по формуле (2) (сплошные линии).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В целом, модифицированный импульс Рида, лучше согласуется с «парашютной частью» эксперимента Mill Race. В общем случае, можно предположить, что для углов выхода акустических лучей, по крайней мере, больших 23° предпочтительней использовать модифицированный импульс Рида, предложенный Дробжевой и Красновым [4], а при меньших углах – импульс Рида.

Список используемых источников

1. *O. Gainville, Ph. Blanc-Benon, E. Blanc, R. Roche, C. Millet, F. Le Piver, B. Despres, and P.F. Piserchia.* Misty Picture: A Unique Experiment for the Interpretation of the Infrasound Propagation from Large Explosive Sources. In a book: A. Le Pichon et al. (eds.), Infrasound Monitoring for Atmospheric Studies. DOI 10.1007/978-1-4020-9508-5_18, © Springer Science + Business Media B.V. 2010. P. 575-598.
2. *Kinney G.F., Graham K.J.* Explosive shocks in air. 1985. Springer, New York, Tokyo.
3. *Reed J.W.* Atmospheric attenuation of explosion waves. J. Acoust. Soc. Amer., 1977, Vol.61 (1), P. 39-47.
4. *Drobzheva, Ya.V., Krasnov, V.M.*, Initial signature of an acoustic impulse and the model of its vertical-oblique propagation in the atmosphere (on the basis of results of Mill Race explosion. Acoustical Physics. 1999, V.45, 190–195.
5. *Banister J. and Hereford W.V.* Observed high-altitude pressure wave from an underground and surface explosion. J. Geophys. Res. 1991. V. 96. № D3. P. 5185–5193
6. *Коробейников В.П.* Задачи теории точечного взрыва, Москва, 1986, 400 с.
7. *Miles J.W.* Decay of spherical blast waves . Phys. Fluids, 1967, Vol. 10, № 12, P. 2706-2708.
8. *Drobzheva Ya., Krasnov V.M.* The acoustic field in the atmosphere and ionosphere caused by a point explosion on the ground. J. Atmos. and Solar–Terr. Phys. 2003. V. 65. Issue 3. P. 369–377.
9. *Hedin, A.E.* Extension of the MSIS thermospheric model into the middle and lower atmosphere. Journal of Geophysical Research. 1991. A96, 1159–1172.

А.А. Криволуцкий,
Л.А. Черепанова,
Т.Ю. Вьюшкова,
А.И. Репнев
Центральная аэрологическая обсерватория Росгидромета, г. Москва

ГЛОБАЛЬНОЕ ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННОЕ РАСПРЕДЕЛЕНИЕ ЗАРЯЖЕННЫХ И НЕЙТРАЛЬНЫХ ХИМИЧЕСКИХ КОМПОНЕНТ АТМОСФЕРЫ НА ВЫСОТАХ 0-90 КМ (ВКЛЮЧАЯ ОБЛАСТЬ D ИОНОСФЕРЫ), ПОЛУЧЕННОЕ С ПОМОЩЬЮ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ CHARM-I И ARM. ОТКЛИК НА ВНЕШНЕЕ ВОЗДЕЙСТВИЕ

Представлены результаты для высот 0-90 км трехмерного моделирования глобальных распределений температуры, циркуляции, химического состава нейтральных (озон и др.) и заряженных (электронная концентрация и ионы) компонент атмосферы Земли, полученные с использованием численных моделей ЦАО CHARM-I (фотохимическая модель) и ARM (модель общей циркуляции). Модели разработаны в Лаборатории химии и динамики атмосферы. Приводятся результаты численных сценариев изменений в полярной озоносфере и нижней ионосфере, вызванных серией протонных событий на Солнце в октябре 1989 года. Показано, что вспышка привела к сильному увеличению электронной концентрации в высоких широтах обоих полушарий в области D ионосферы. Обсуждаются возможные последствия таких возмущений для радиосвязи на длинных волнах, за распространение которых ответственна нижняя ионосфера, а также другие возможные направления применения моделей.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно [1], ионосфера Земли, образующаяся под действием солнечной ультрафиолетовой и корпускулярной радиации, определяет условия распространения и поглощения длинных радиоволн. Область D ионосферы (50-100 км) является самой сложной областью для описания и изучения. В ней присутствуют, кроме электронов, тяжелые положительные и отрицательные ионы-связки (в отличие от вышележащих слоев ионосферы). При этом электронная концентрация определяется множеством ионно-нейтральных фотохимических реакций, контролируемых солнечной УФ и корпускулярной радиацией.

В настоящей работе представлены результаты численного моделирования, иллюстрирующих глобальное распределение электронной концентрации и ионов, а также пример изменений электронной концентрации в северной полярной области в период мощной протонных событий на Солнце в октябре 1989 года. Реализация численных сценариев была основана на использовании двух глобальных численных моделей: трехмерной фотохимической модели CHARM-I (Chemical Atmospheric Research Model with Ions) и модели общей циркуляции ARM (Atmospheric Research Model). Обе модели созданы в Лаборатории химии и динамики атмосферы ЦАО. Их детальное описание приводится в работах [2,3]. Ниже приведено краткое описание моделей.

КРАТКОЕ ОПИСАНИЕ ЧИСЛЕННЫХ МОДЕЛЕЙ

Модель CHARM-I

Модель CHARM-I является развитием трехмерной глобальной нестационарной фотохимической модели нейтральных химический составляющих CHARM [4], расширенной за счет учета фотохимических реакций с ионизированными составляющими. В список нейтральных составляющих при этом добавлена компонента $O_2(^1\Delta_g)$, важная для расчета ионных составляющих. Диапазон высот модели: 0-90 км. Список нейтральных составляющих, рассчитываемых в модели имеет вид:

$Ox = O_3 + O(^3P) + O(^1D)$;

$NOy = N + NO + NO_2 + NO_3 + 2N_2O_5 + HNO_3 + HO_2NO_2 + ClNO_3 + N(^2D)$;

$HOx = H + OH + HO_2 + 2H_2O_2$;

$Cly = Cl + ClO + ClOO + OClO + ClNO_3$,

(здесь Ox, NOy, HOx , Cly – химические «семейства»)

CH_3O_2, CH_3O_2H, CH_3O, CHO, CO, $O_2(^1\Delta_g)$.

Газы-источники:

CH_4, CO_2, N_2O, CF_2Cl_2, $CFCl_3$, H_2, Cl_4, Cl_2, CH_3Cl, CH_2Cl, O_2 (профиль фиксирован), N_2 (профиль фиксирован), $M=O_2 + N_2$ (концентрация молекул воздуха), H_2O (глобальное распределение фиксировано).

В модели CHARM-I дополнительно рассчитываются следующие ионизированные составляющие:

Положительные ионы

O_2^+ $O_2^+(H_2O)$ H_3^+O $H_3^+O\,(H_2O)$ $H_3^+O\,(H_2O)_3$ $H_3^+O\,(H_2O)_4$ $H_3^+O\,(H_2O)_2$ NO^+N_2 NO^+CO_2 $NO^+(H_2O)$ $NO^+(H_2O)_2$ $NO^+(H_2O)_3$ N^+ $N2^+$

Электроны и отрицательные ионы

[e] O_2^- O_3^- O_4^- CO_4^- O^- OH^- HCO_3^- NO_3^- NO_2^-

В модели учтены 194 химических реакций и 48 реакций фотодиссоциации и ионизации. Ионизация обусловлена солнечным УФ излучением в линии Лайма-альфа (121,6 нм), галактическими космическими лучами и энергичными частицами в период вспышки на Солнце. Шаг интегрирования модели по времени варьировался от 100 до 500 с. Скорости диссоциации пересчитывались через 1 ч. модельного времени, что позволило корректно описать суточный ход солнечной радиации над фиксированной точкой. шаг по высоте -2 км, по широте − 5°, по долготе − 10°. При описании химии тропосферы были учтены, в параметрическом виде, процессы «вымывания» в облаках для некоторых компонент (H_2O_2, HNO_3, HCl, HNO_4). Гетерогенные реакции на поверхности аэрозольных частиц не учитывались. Глобальные трехмерные поля компонент ветра и температуры брались из предварительных расчетов по модели общей циркуляции ARM на каждый день года. Далее использовались их среднесуточные значения. На рисунках 1 и 2 представлены глобальные распределения озона и электронной концентрации (соответственно), рассчитанные в модели.

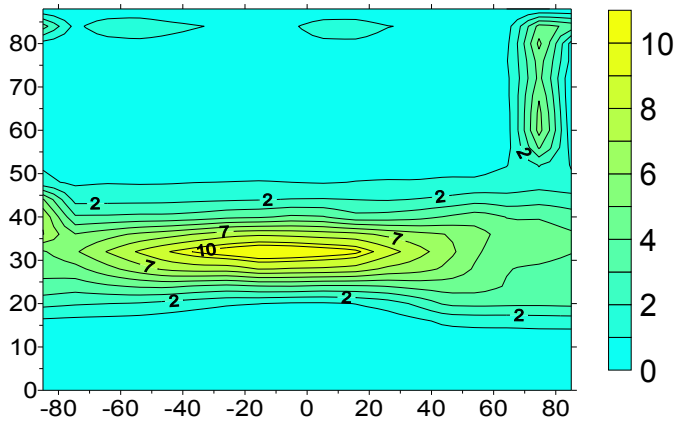


Рис. 1. Глобальное высотно-широтное распределение отношения смеси озона (pptv) Расчет по модели CHARM-I.

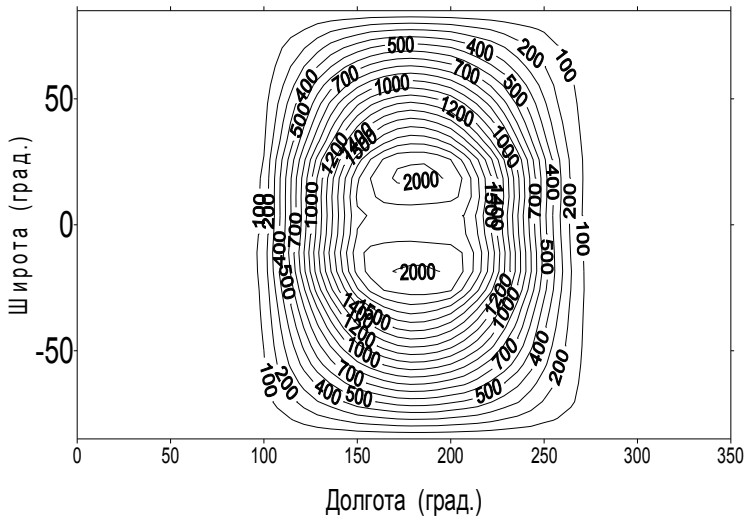


Рис. 2 Глобальное распределение электронной концентрации на высоте 80 км Расчет по модели CHARM-I.

Модель ARM

Модель основана на численном решении системы «примитивных» уравнений, записанных в сферических координатах. Использован явный метод интегрирования по времени. Шаг интегрирования модели по времени – 7 минут. Предусмотрена возможность учета переноса радиации при наличии облачности и аэрозоля. Шаг высотного разрешения составляет 1 км, нижняя граница расположена на высоте ~1 км. Шаг по широте в интервале -87.5° ю.ш. — +87.5° с.ш. 10°, шаг по долготе — 11.25°. Верхний уровень модели соответствует высоте 135 км. Модель хорошо воспроизводит глобальное распределение температуры и ветра, их сезонный и суточный (приливы) ход. На нижней границе модели на основе эмпирических данных задана суперпозиция планетарных волн с зональными волновыми числами 1, 2, 3, а также включена параметризация воздействия ВГВ. На рисунке 3 представлено глобальное модельное распределение температуры для января.

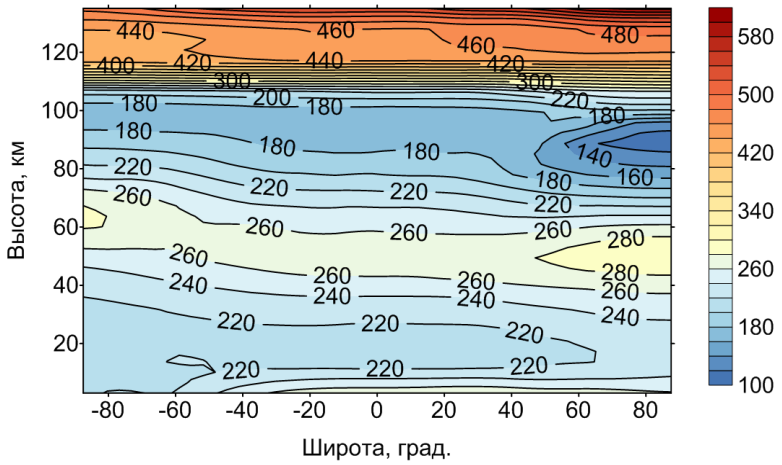


Рис. 3 Глобальное распределение температуры для января (ARM)

Ниже представлены модельные результаты, иллюстрирующие изменения в области D ионосферы, вызванные воздействием серии протонных событий на Солнце в октябре 1989 г.

ВОЗДЕЙСТВИЕ ПРОТОННОЙ ВСПЫШКИ НА ОБЛАСТЬ D ИОНОСФЕРЫ

Ионизация полярной атмосферы, вызванная энергичными частицами при их торможении в полярной атмосфере в период вспышки на Солнце, приводит в сильному возмущению, как нейтральных (озон и др.), так и заряженных компонент. При этом возникает разрушение озона, обусловленное дополнительной генерацией окислов азота и водорода. Увеличение электронной концентрации (на несколько порядков величины) вызвано в основном прямым усилением ионизации (на высотах 50-80 км).

На рисунке 4 представлены модельные изменения электронной концентрации в высоких широтах северного полушария в период серии протонных событий в октябре 1989 г.

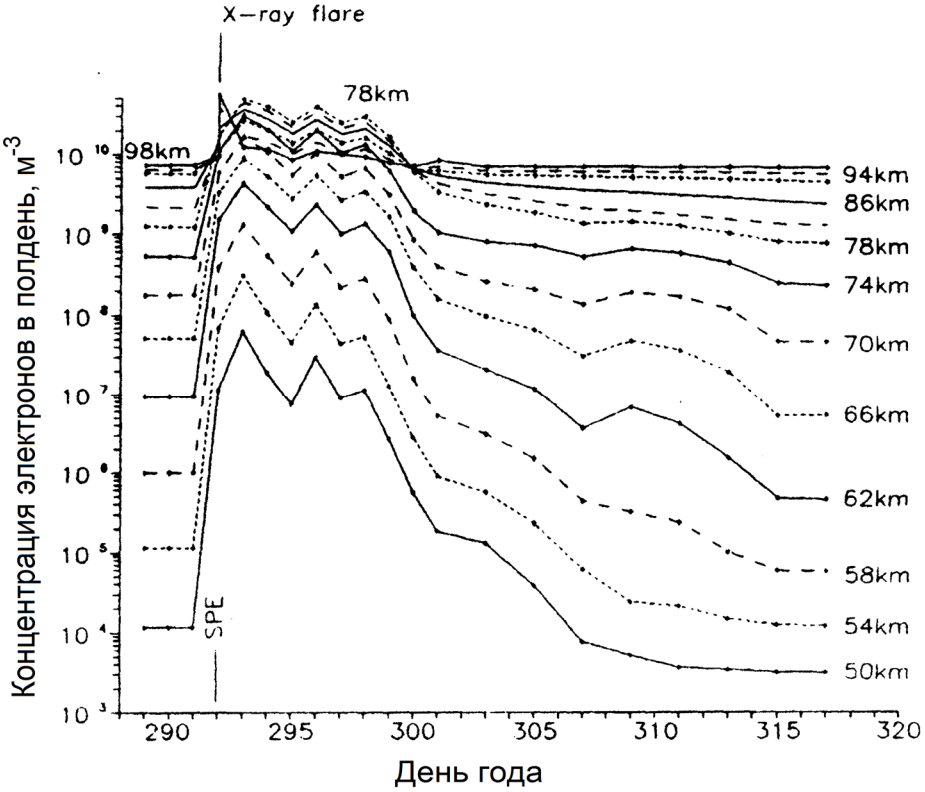


Рис. 4 Электронная концентрация на разных высотах на 70^0 с.ш. в период протонных событий в октябре 1989 года.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные результаты иллюстрируют на взгляд авторов широкие возможности нового комплекса глобальных численных моделей для их использования в геофизических исследованиях. В частности, следует подчеркнуть перспективы, которые открывает трехмерная глобальная фотохимическая модель CHARM-I для изучения (и прогноза) траекторий распространения (и поглощения) длинных радиоволн при заданной конфигурации полей электронной концентрации и ионов (следует отметить, что в нижней части области D преобладают отрицательные ионы, а не электроны). Модель позволяет воспроизводить воздействие факторов солнечной активности (солнечные вспышки, вариации ультрафиолета и др.) на область D. Эти факторы могут иметь решающее значение при описании распространения радиоволн в возмущенных условиях. Возможно и решение других задач.

Список используемых источников

1. Криволуцкий А.А., Репнев А. И. Воздействие космических факторов на озоносферу Земли. М.: ГЕОС, 384 с., 2009.
2. Криволуцкий А.А., Черепанова Л.А., Репнев А.И., Вьюшкова Т.Ю., Трехмерная .численная глобальная фотохимическая модель CHARM-I. Учет процессов в области D ионосферы. Геомагнетизм и аэрономия, том 55, № 4, с. 483-503, 2015
3. Криволуцкий А.А., Черепанова Л.А., Вьюшкова Т.Ю., Репнев А.И., Ключникова А.В. Глобальная циркуляция атмосферы Земли на высотах 0-135 км, рассчитанная с помощью модели ARM. Учет вклада солнечной активности. Геомагнетизм и аэрономия, том 55, №6, 2015.
4. Криволуцкий А.А., Вьюшкова *Т.Ю*., Черепанова Л.А., Куколева А.А., Репнев А.И., Банин *М.В*. Трехмерная глобальная фотохимическая модель CHARM. Учет вклада солнечной активности. // Геомагнетизм и аэрономия. Т.55, № 1, С. 64-93. 2015.

С.В. Крюкова,
кандидат физико-математических наук, доцент;
Т.Е. Симакина
кандидат физико-математических наук, доцент
ФГБОУ ВПО «Российский государственный гидрометеорологический университет», Санкт-Петербург

К ВОПРОСУ О ВЛИЯНИИ АЛГОРИТМА ИНТЕРПОЛЯЦИИ НА РЕЗУЛЬТАТЫ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ С АМС

В данной работе исследуется влияние выбранного алгоритма интерполяции на оценку содержания поллютантов на примере данных об аэрозольном загрязнении, полученных с 10 автоматических станций экологического контроля воздушного бассейна Санкт-Петербурга.

Ключевые слова: интерполяция, взвешенные частицы, метод обратных расстояний, минимальной кривизны, естественной окрестности, полиномиальной регрессии, локальных полиномов, радиальных базисных функций, кригинг, модифицированный метод Шепарда, триангуляция, кросс-валидация.

ВВЕДЕНИЕ

Среднедисперсные частицы с аэродинамическим диаметром менее 10 мкм PM_{10} представляют серьезную угрозу здоровью населения, поскольку способны адсорбировать на своей поверхности токсичные и канцерогенные вещества и, благодаря микро размерам, проникать в кровеносную систему человека, повышая риск бронхо-легочных, сердечно сосудистых и онкологических заболеваний. По современным оценкам [1], при каждом увеличении концентрации PM_{10} на 10 мкг/м^3 суточная смертность возрастает на 0,2 — 0,6%. Поэтому с 2005 года взвешенные частицы отнесены Всемирной Организацией Здравоохранения к приоритетным поллютантам воздуха наравне с NO_x, O_3, SO_2, формальдегидами.

Взвешенные твердые частицы PM_{10} нормируются в РФ следующим образом: предельно допустимая максимально-разовая концентрация (ПДК) составляет 300 мкг/м^3, предельно допустимая среднесуточная концентрация частиц в воздухе — 60 мкг/м^3.

Точность оценки существующего уровня загрязнения частицами PM_{10} воздушного бассейна Санкт-Петербурга влияет на точность прогнозирования тенденций развития экологической ситуации, и, как следствие, на эффективность информационной поддержки принятия управленческих решений в области охраны окружающей среды и обоснованность природоохранных мероприятий.

Настоящая работа заключалась в решении следующих задач:

1. Формирование пространственного распределения значений концентраций взвешенных частиц PM_{10} на территории Санкт-Петербурга 9-ю широко распространенными в геообработке методами интерполяции.
2. Оценка точности результатов интерполяции.
3. Демонстрация влияния погрешности интерполяции взвешенных частиц на прогноз суточной смертности.
4. Демонстрация влияния выбора алгоритма интерполяции взвешенных частиц на оценку уровня загрязнения и численность людей, подвергающихся воздействию PM_{10}.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В качестве исходных данных в настоящей работе использовался массив значений концентраций взвешенных твердых частиц PM_{10} за 2010 г. Данные любезно предоставлены Комитетом по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности г. Санкт-Петербурга [2]. Измерения выполнялись с дискретностью 20 минут стационарными станциями, входящими в Автоматизированную систему мониторинга (АСМ) Санкт-Петербурга, схема размещения которых представлена на рис. 1. Взвешенные частицы PM_{10} измерены только на 10 станциях, на рис. 1 они выделены черным контуром.

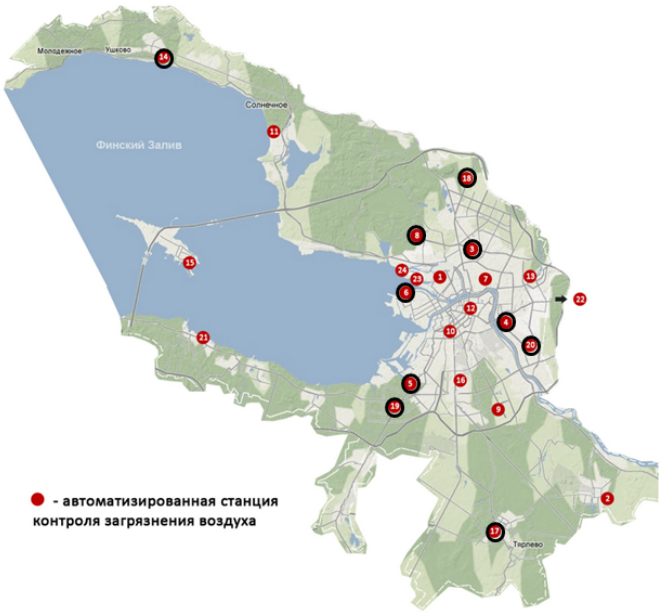


Рис. 1. Схема размещения экологических станций в Санкт-Петербурге

Для исследования выбран день с наибольшей среднесуточной концентрацией PM_{10} - 23 января. В зависимости от станции средняя концентрация PM_{10} менялась от 76 до 270 мкм/м^3.

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Интерполирование выполнялось девятью методами, входящими в широко распространенный программный пакет Surfer 9: обратных расстояний, кригинга, минимальной кривизны, модифицированным методом Шепарда, методом естественной окрестности, полиномиальной регрессии, радиальных базисных функций, триангуляции с линейной интерполяцией, методом локальных полиномов [3].

В результате построены 9 интерполяционных пространственных полей PM_{10}, фрагменты которых представлены на рис. 2.

Для эффективного сравнения на каждом поле выделена площадь под изолинией 200 мкг/м^3, составляющей 3,3 ПДК. Визуально заметны существенные отличия как формы, так и размера полученных областей. Метод полиномиальной регрессии не сгенерировал замкнутых изолиний.

Количественные статистические характеристики полученных пространственных моделей представлены в табл. 1

Таблица 1

Статистические характеристики полученных пространственных моделей

Параметры	Методы интерполяции								
	а (рис.2а)	б (рис.2б)	в (рис.2в)	г (рис.2г)	д (рис.2д)	е (рис.2е)	ж (рис.2ж)	з (рис.2з)	и (рис.2и)
Среднее	148,8	165,0	117,1	-192,0	160,1	193,4	168,5	164,3	83,0
СКО	31,0	38,0	63,6	120,1	38,8	74,6	39,0	41,2	192,1
Мода	153,6	172,0	122,0	27,8	162,0	193,4	179,1	167,2	127,0
Ср. относит. ошибка, %	9,4	6,8	3,2	4,7	16,6	9,2	13,1	3,3	18,4
К-во, тыс. чел.	497,1	616,7	722,3	763,1	434,8	-	313,9	566,4	167,9

а) б) в) г) д)

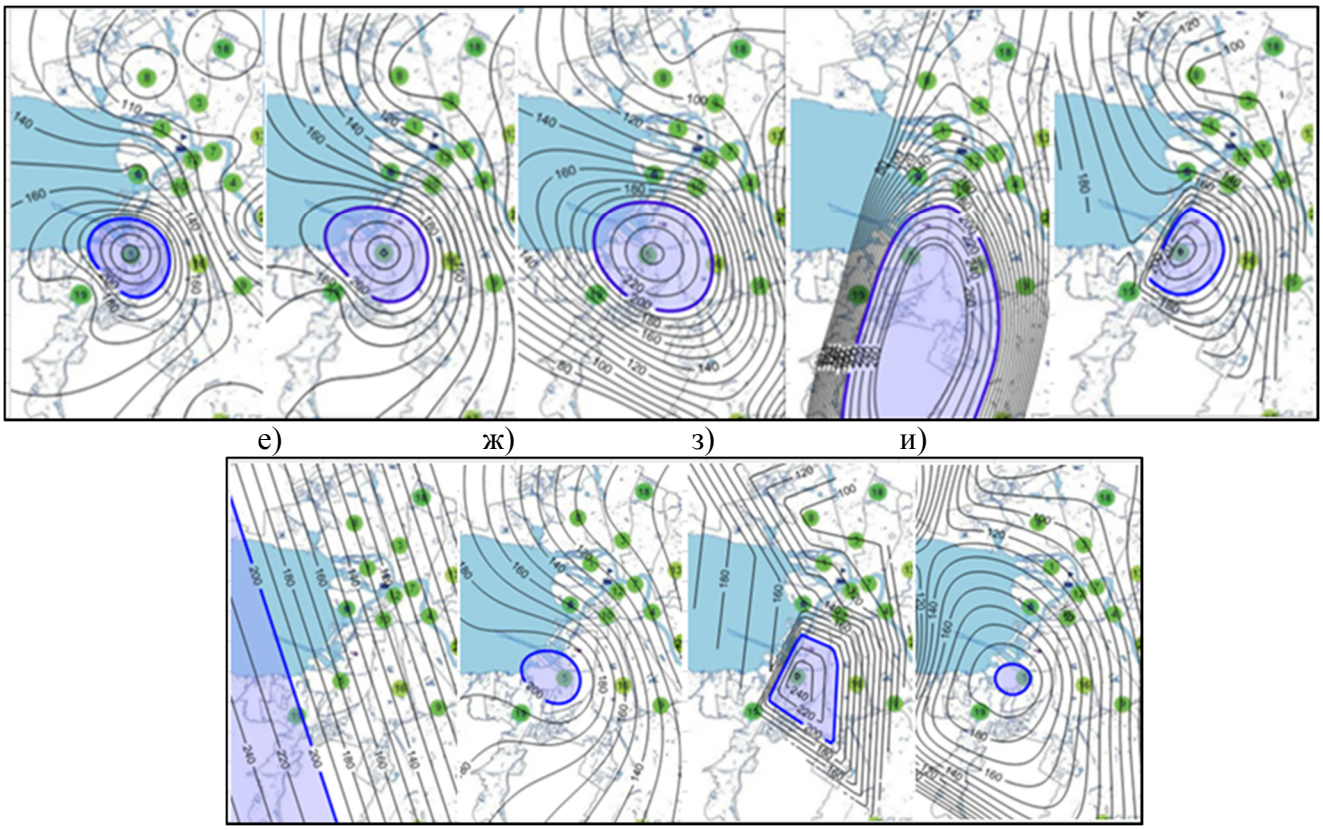


Рис. 2. Пространственные модели концентрации твердых примесей PM_{10}, построенные методом обратных расстояний (а), кригинга (б), минимальной кривизны (в), модифицированным методом Шепарда (г), методом естественной окрестности (д), полиномиальной регрессии (е), радиальных базисных функций (ж), триангуляции (з), методом локальных полиномов (и)

Оценка точности результатов интерполяции производилась методом кросс-валидации [4]. Ошибки по каждому методу также представлены в табл. 1. Наивысшая точность оказалась у методов минимальной кривизны и триангуляции, однако метод минимальной кривизны дал физически нереальные отрицательные значения концентрации PM_{10}. Также отрицательные значения и завышенные СКО получены при интерполяции методами Шепарда и локальных полиномов. У последнего кроме того – самая большая ошибка, т.е. низкая точность интерполяции. При интерполяции других данных результаты, вероятно, окажутся иными.

Если при прогнозе суточной смертности в связи с ростом уровня концентрации PM_{10}, о которой говорилось в начале статьи, ориентироваться на моду – наиболее часто встречающееся значение концентрации, то получим следующие оценки. Поскольку самым точным оказался метод триангуляции, моду 167,2 мкг/м^3 считаем наиболее адекватной оценкой. Тогда при использовании метода естественной окрестности, который дает моду 160,1 мкг/м^3, цифры прогноза суточной смертности будут занижены на 0,1-0,3%, при использовании метода обратных расстояний (мода 153,6 мкг/м^3) – на 0,05-0,15%. Обратная картина при интерполяции методом радиальных базисных функций – прогноз будет завышен на 0,2-0,6%, полиномиальной регрессии – на 0,5-1,5%. Соответственно, природоохранные мероприятия и управленческие решения в сфере здравоохранения при опоре на такие оценки могут оказаться в одних случаях недостаточными, в других - финансово неоправданными.

Сопоставление выделенных на рис. 2 областей, где концентрация PM_{10} превышает 3,3 ПДК, с картой плотности населения Санкт-Петербурга позволило определить численность населения, проживающего на рассматриваемой территории. Количества человек на территории с концентрацией $PM_{10} \geq 200$ мкг/м^3 представлены в последней строке табл.1. Заметны существенные различия, например, интерполяция методом радиальных базисных функций дала цифру в 313,9 тыс. человек, метод кригинга – в 616,7 тыс. Таким образом, число жителей,

подвергающихся воздействию загрязнением PM_{10} выше 3,3 ПДК, меняется более чем на 300 тысяч при переходе от одной математической процедуры к другой.

Между точностью метода интерполяции и количеством человек на территории с концентрацией $PM_{10} \geq 200$ мкг/м^3 обнаружена линейная зависимость – рис. 3. Чем менее точно выполнена интерполяция, тем больше занижается количество людей, подвергающихся воздействию твердых частиц PM_{10}.

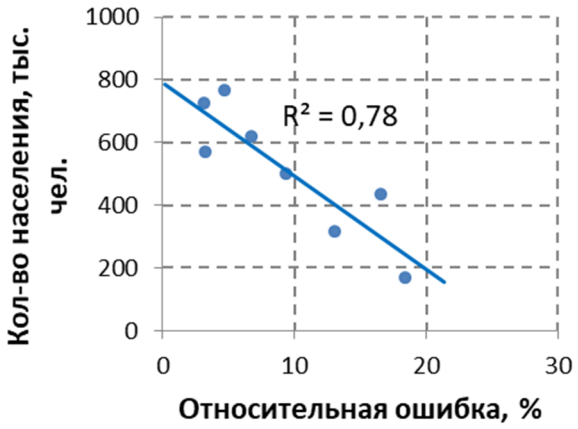


Рис. 3. Связь между численностью населения, проживающего на площади с концентрацией $PM_{10} \geq 200$ мкг/м^3, полученной тем или иным методом интерполяции, и относительной ошибкой этого метода

Значения ошибок всех методов связаны с небольшим количеством исходных точек измерений и неравномерностью их размещения на территории города. Наличие кластерных структур или разреженностей в сети мониторинга оказывает существенное влияние на репрезентативность глобальной статистики — средних, вариаций, гистограмм. Оценка кластерности сети экологического мониторинга Санкт-Петербурга выполнена по гистограмме расстояний между станциями. На рис. 4 представлена гистограмма для 10-ти станций, обозначенных кружками на рис. 1, где измеряются концентрации твердых примесей PM_{10}.



Рис. 4. Гистограмма расстояний между 10-тью станциями экологического мониторинга в Санкт-Петербурге, на которых измерены концентрации PM_{10}

При равномерном распределении станций в пространстве число пар должно быть одинаково для всех расстояний. Уменьшение числа пар станций с увеличением расстояния вызвано граничным эффектом. Рост высоты столбцов с расстоянием на рис. 4 свидетельствует о большой нерегулярности расположения точек сбора данных. Наблюдаемые возрастающие пики числа пар на расстоянии от 7 до 14 км и от 14 до 21 км говорят о наличии кластеров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате выполнения настоящей работы сделаны следующие выводы.

Построены экологические карты пространственного распределения PM_{10} для территории Санкт-Петербурга 9-тью методами интерполяции.

Показано большое отличие результатов интерполяции в зависимости от выбранного алгоритма.

Оценка результатов интерполяции выполнена методом кросс-валидации. Наименьшая ошибка интерполяции методом триангуляции составила 3,3 %. Наименее точным среди девяти методов оказался метод локальных полиномов, его ошибка около 18%.

Показано влияние выбора интерполяционной процедуры на прогноз суточной смертности и оценку численности людей, подвергающихся воздействию PM_{10}. Чем менее точно выполнена интерполяция, тем больше занижается количество таких людей.

Обнаружена существенная неравномерность измерительной сети Санкт-Петербурга, влияющая на точность статистических оценок. Для получения репрезентативной глобальной статистики рекомендуется процедура пространственной декластеризации сети мониторинга.

Таким образом, точность статистических оценок загрязнения воздушного бассейна Санкт-Петербурга зависит от выбранного алгоритма интерполяции, от количества и расположения точек сбора данных по концентрации загрязняющих веществ.

Список используемых источников

1. Воздействие взвешенных частиц на здоровье. – Всемирная организация здравоохранения, 2013 г. – 20 с.

2. Экологический портал Санкт-Петербурга [Электронный ресурс]. — Режим доступа http://www.infoeco.ru/

3. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геостатистика: теория и практика / под ред. Р. В. Арутюняна; Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики РАН. - М.: Наука, 2010. - 327 с.

4. Савельев А.А., Мухарамова С.С., Пилюгин А.Г., Чижикова Н.А. Геостатистический анализ данных в экологии и природопользовании (с применением пакета R). Учебное пособие. - Казань: Издательство Казанского университета, 2012. - 120 с.

И.В. Кужевская
кандидат географических наук;
Т.С. Кошикова
Томский государственный университет, г. Томск

ОЦЕНКА ИНДЕКСА НЕУСТОЙЧИВОСТИ ПРИ РАЗВИТИИ ВНУТРИМАССОВОЙ И ФРОНТАЛЬНОЙ КОНВЕКЦИИ

В работе на основе данных наличия грозы за теплый период 2016 года по метеорологическим станциям Западной Сибири было получено, что в случаях с внутримассовой конвекцией значения индекса неустойчивости KI достигают больших значений (25÷30 ºС), чем при фронтальной (18÷25 ºС). Особенностью внутримассовой конвекции является очаговая локализация вероятности возникновения гроз более 80%. При фронтальной конвекции вероятность возникновения гроз не превышает 75%, и при этом имеет большие площади распределения неустойчивости атмосферы.

Ключевые слова: Западная Сибирь, мезомасштабный конвективный комплекс, спутниковая информация, грозовая деятельность.

ВВЕДЕНИЕ

Спутниковая информация активно используется во многих аспектах, и прогнозирование элементов погоды является одним из основных. Умение использовать спутниковую информацию при их прогнозе может с большей точностью предсказывать опасные явления погоды, например грозы, тем самым значительно уменьшить материальные или иные потери. Особенно важной информацией снимок со спутника обладает в случае, когда он является единственным источником информации о погоде, на территории где наземные наблюдения не производятся.

Целью работы является оценка и определение пороговых значений индекса неустойчивости при внутримассовой и фронтальной конвекции в случаях наблюдения грозовой деятельности.

Грозы могут возникать при внутримассовом образовании или в мезомасштабных конвективных комплексах (МКК). Которые в свою очередь обнаруживаются обычно только с помощью радиолокационных наблюдений или изображений, получаемых с метеорологических спутников Земли. Анализ и прогноз МКК представляет наибольший интерес, так как с ними бывает связан весь комплекс опасных явлений, возможных при грозе.

По мнению Вельтищева Н.Ф. [2] наилучшее представление об эволюции конвективных систем дают снимки с геостационарных спутников. Данные обычных наблюдений в свободной атмосфере (радиозондирования) не обеспечивают необходимого пространственно-временного разрешения для составления прогноза развития гроз. В свою очередь, по территории Западной Сибири наиболее доступными являются данные наблюдений с полярно-орбитальных спутников, например с космических аппаратов «Terra», «Aqua» и «NOAA». С их помощью можно проводить мониторинг и своевременно оповещать о зарождении и приближении коротко живущих опасных циклонов макро- и мезомасштаба, создающих штормовые условия, получать информацию о температуре атмосферы, концентрации водяных паров. На спутниках «Terra» и «Aqua» одним из ключевых приборов является спектрорадиометр MODIS, который имеет 36 каналов и позволяет производить регулярную съемку территории с пространственным разрешением от 250 до 1000 м [7].

Для достижения поставленной цели были сформулированы следующие задачи:

- составить каталог случаев МКК по данным наземных (наблюдения метеорологических станций) и спутниковых приборов (комплекс ATOVS) [8];
- провести разделение процессов образования гроз на внутримассовые и фронтальные;
- рассчитать индекс неустойчивости атмосферы – K Index (KI);
- провести шкалирование K Index при внутримассовых и фронтальных грозах.

Хотя спутниковая информация в начале своего развития носила, скорее, качественный характер, она показала, что в атмосфере Земли встречаются системы движений с горизонтальными масштабами мезо-β (20-200 км) и мезо-α (>200 км), прогноз которых может способствовать повышению качества краткосрочного прогноза погоды, поскольку эти мезомасштабные структуры в отличие от движений синоптического масштаба не разрешались

существующей сетью измерений и ускользали ранее из поля зрения метеорологов, в связи с характерным временем жизни.

МКК как отдельная составляющая выделена в классификации Мэддокса Р.А., и определяется как комплекс кучево-дождевых облаков, инфракрасные изображения которых имеют: площадь непрерывного облачного покрова с температурой верхней границы ниже -32 ºС составляет не менее 10^5 км^2; площадь внутреннего района с температурой верхней границы ниже -52 ºС не менее $5*10^4$ км^2; и жизненным циклом около 16 часов, хотя его влияние может ощущаться до 36 часов. В период максимального развития отношение малой оси облачной системы к большой не менее 0,7 [1].

ДАННЫЕ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ ВНУТРИМАССОВОЙ И ФРОНТАЛЬНОЙ КОНВЕКЦИИ

В работе использованы данные из [6] наличия грозы по территории Западной Сибири на основе 9 станций – Томск, Бакчар, Болотное, Кемерово, Колпашево, Огурцово, Первомайское, Тайга, Тисуль за 2016 год с апреля по октябрь. По данным этих метеостанций за этот период было выявлено 70 дней с грозой (214 случаев).

Представление об устойчивости атмосферы можно получить как исходя из формы облачности, так и рассчитав индексы неустойчивости. Индексы рассчитываются на основе данных метеорологических характеристик на разных изобарических поверхностях. Наиболее часто используются индексы LIFT, TOTL и KI [3]. Так, расчет KI основан на вертикальном градиенте температуры, влажности воздуха в нижней тропосфере, а также учитывает вертикальную протяженность влажного слоя воздуха. Он характеризует степень конвективной неустойчивости воздушной массы, которая необходима для возникновения и развития гроз. В источнике [5] приводится таблица оценки KI с точки зрения площади покрытия грозой, и с точки зрения вероятности возникновения грозы.

Чтобы оценить индекс неустойчивости KI, отдельно для внутримассовой и фронтальной конвекции, все случаи были дифференцированы с помощью космических снимков методом визуального дешифрирования. В результате было выделено 43 дня с грозой при внутримассовой конвекции, 27 – фронтальной. С помощью программы Panoply были извлечены из *.nc – файлов содержащих данные измерений радиометра ATOVS необходимые слои с температурой воздуха и температурой точкой росы [8]. Далее в программе MatLab рассчитан KI и созданы графики для проведения шкалирования индекса при внутримассовых и фронтальных грозах.

В качестве примера были выбраны 7 ярко выраженных случаев, из которых: 24 июня, 4 июля, 7 августа и 6 сентября – дни с внутримассовой конвекцией, 26 мая,15 и 16 июля – дни с фронтальной конвекцией.

Сначала опишем случаи фронтальной конвекции. В мае 2016 года на территории исследования уже преобладали «летние» явления, хотя отмечались и заморозки. В отдельные дни отмечались осадки (преимущественно в виде дождя), местами сильные (29 мм), гроза. Развитие процесса началось 26 мая, гроза сформировалась на холодном фронте. Затем развитие этой же фронтальной системы привело к тому, что 29 мая и ночью 30 мая в Новосибирской, Томской областях прошли сильные дожди (15-25 мм), отмечались грозы, град диаметром до 4 мм, и днем 28 мая произошло усиление ветра до 15-18 м/с [1]. При анализе KI от 26 мая (рис.1) можно отметить, что в основном наблюдались значения 25÷30 ºС, что соответствии с процентным соотношением распределения грозы по территории, говорит о том, что не более 10-20% территории занято грозовыми очагами, в соответствии с [4]. При этом, отмечались значения KI 20÷25 ºС, что соответствует формированию отдельных изолированных гроз, и 30÷35ºС – 20-50% территории занимают грозовые очаги.

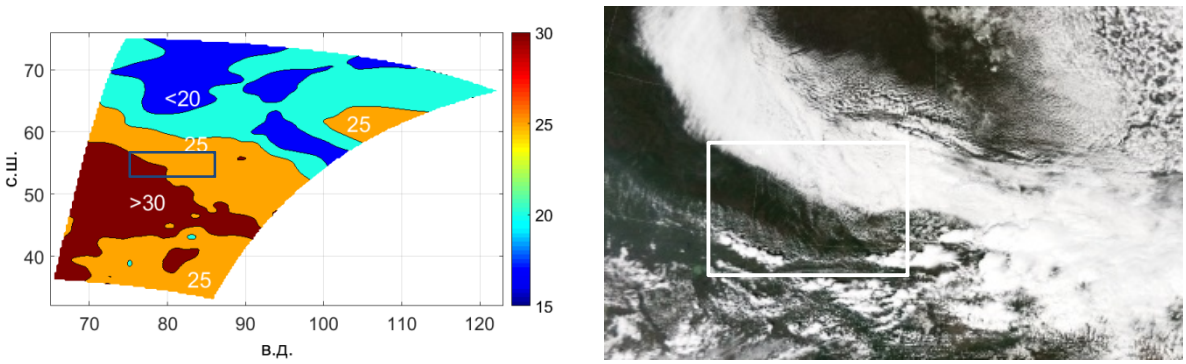


Рис. 1. Распределение индекса неустойчивости KI по исследуемой территории от 26 мая 2016 года (слева), космическое изображение спетрорадиометр MODIS KA Aqua за 26 мая 2016 года время пролета 06:45 UTC [5] (выделенная область указывает на территорию исследования)

В Новосибирской и Томской областях 15 и 16 июля и ночью 17 июля отмечались дожди, местами сильные (16-36 мм за 12 ч), грозы, град диаметром до 7 мм, усиление ветра до 19 м/с [1]. Значения KI в эти дни на большей части территории составляют 20÷30 °С, что говорит о возможной занятости территории грозами в 10-20%.

Далее опишем случаи с внутримассовой конвекцией. В июне этого года отмечалось преобладание температуры выше климатической нормы. Антициклональная погода преобладала в Западной Сибири в течение первой и второй декады, к третьей декаде активизировалась циклоническая деятельность. В районе исследования были отмечены грозы на МКК. Значения KI 24 июня наблюдается в диапазоне 25÷30 °С, следовательно, грозовые очаги занимают 10-20% территории.

В июле в южных районах азиатского региона на пути циклонов: осадков выпало 130-150% месячной нормы [1]. Также отмечено, что эти циклоны приносили обильные осадки и на юг Западной Сибири. В результате заполнения ложбины 1 июля 2016 года мы дешифрировали стадию облачного вихря «след циклона», на месте которого 4 июля образуются МКК. Значения KI от 4 июля 2016 года в данном случае по всей исследуемой территории были идентичными примеру, рассмотренному за 23 и 24 июня 2016 года.

В августе сильные дожди привели к избытку осадков в Западной Сибири. Также превышение нормы температурой на западе Сибири в августе 2016 года составило 2-4 °С. Днем 7 августа и в течение всех суток 8 августа в Новосибирской области, наблюдался комплекс неблагоприятных явлений погоды: дожди, местами сильные (29-30 мм за 12 ч), грозы, усиление ветра до 18 м/с [1]. Значения KI 7 августа (рис.2) наблюдается в диапазоне 25÷30 °С, грозовые очаги занимают 10-20% территории.

Сентябрь 2016 года в Сибири стал самым теплым за всю историю метеонаблюдений. В отдельных районах неоднократно перекрывались суточные максимумы температуры. На юго-востоке Сибири температура в среднем за месяц превысила норму на 2-3 °С [1].

В первой декаде, 6 сентября 2016 года по данным метеорологических наблюдений была отмечена грозовая деятельность на стадии развития облачного вихря «след циклона». Значения KI в этот день наблюдается аналогичные предыдущим примерам в диапазоне 25÷30 °С. Местами значения индекса неустойчивости KI наблюдались в диапазоне 30÷35 °С, то есть 20-50% территории покрыто рассеянными грозами.

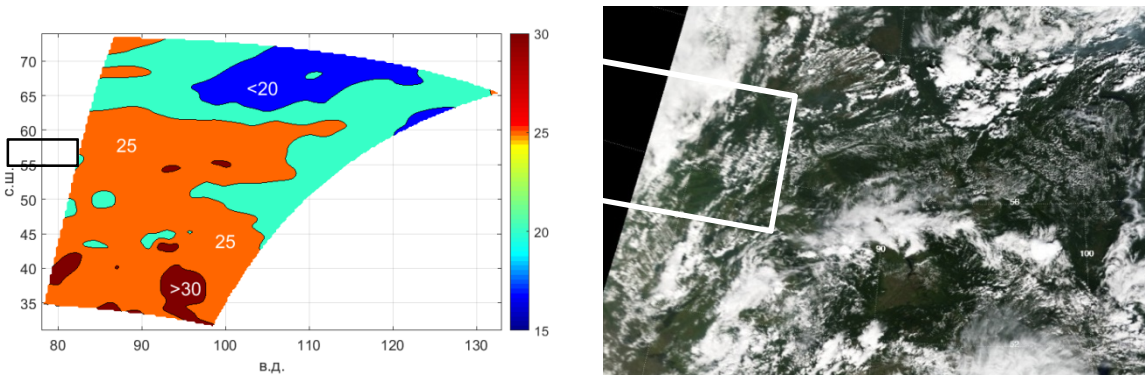


Рис. 2. Распределение индекса неустойчивости KI по исследуемой территории от 7 августа 2016 года (слева), космическое изображение спетрорадиометр MODIS КА Terra за 7 августа 2016 года время пролета 04:50 UTC (справа) [5] (выделенная область указывает на территорию исследования)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

За теплый период 2016 года на территории Западной Сибири было отмечено 39 % гроз на фронтальной системе и 61 % при внутримассовой конвекции. При внутримассовой конвекции значения индекса неустойчивости KI характеризовались значениями на 5 °С больше, чем при наличии грозовой деятельности в случаях развития фронтальной конвекции. Особенности распределения по территории фронтальных гроз отличаются большими масштабами, внутримассовая конвекция имеет очаговую локализацию вероятности возникновения гроз более 80 %.

Список используемых источников

1. Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в мае 2016 г. //Метеорология и гидрология. 2016. № 8 – 12 [Электронный ресурс]. URL: https://elibrary.ru/item.asp?id=26527022

2. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций. Пособие для самостоятельной работы студентов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 136 с.

3. Горбатенко В.П., Нечепуренко О.Е., Кречетова С.Ю., Беликова М.Ю. Верификация параметров неустойчивости атмосферы, восстановленных по данным спектрорадиометра MODIS/Terra данными аэрологического зондирования //Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, № 7. С. 603-607.

4. Индекс неустойчивости [Электронный ресурс]. URL: http://flymeteo.org/stat/indexneust.php

5. MODIS Atmosphere [Электронный ресурс]. – URL: https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov/

6. Российский гидрометеорологический портал ВНИИГМИ-МЦД. [Электронный ресурс]. – URL: http://www.meteo.ru

7. Успенский А.Б., Кухарский А.В., Успенский С.А. Валидация результатов спутникового мониторинга температуры поверхности суши. Метеорология и гидрометеорология, 2015. – 81–85 с.

8. ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» [Электронный ресурс]. – URL: http://www.rcpod.ru/

А.Б. Лебедев,
кандидат технических наук, доцент;
Д.М. Караваев,
кандидат технических наук
ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

ПРОБЛЕМНЫЕ ВОПРОСЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АРКТИЧЕСКИХ МЕЗОЦИКЛОНОВ В ЦЕЛЯХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

В докладе представлен обзор современного состояния исследований арктических мезоциклонов (АМЦ), в том числе, новые средства и методы их изучения. Проведен анализ проблемы прогнозирования АМЦ и намечены пути ее разрешения в интересах гидрометеорологического обеспечения ВС РФ.

Ключевые слова: арктический мезоциклон, мезомасштабный вихрь, влагозапас атмосферы.

ВВЕДЕНИЕ

Актуальность исследований арктических мезоциклонов (АМЦ) обусловлена сложностью погодных условий, связанных со штормовыми ветрами и сильным волнением на море, недостаточной изученностью этих процессов по причине дефицита информации, и невозможностью их заблаговременно спрогнозировать [1-3]. Небольшие размеры, зарождение над акваториями арктических морей с крайне редкой сетью гидрометеорологических станций, и короткий жизненный цикл приводят к тому, что далеко не всегда мезоциклоны могут быть своевременно обнаружены. В действующих и по настоящее время руководящих документах по гидрометеорологическому обеспечению ГМС ВС РФ [4], Росгидромета [5-8] упоминания об АМЦ или мезовихрях отсутствуют. Вышеупомянутые руководящие документы, за исключением [8], выпущены 25-30 лет назад и требуют актуализации. Поэтому исследования в области прогнозирования возникновения и развития АМЦ представляется важной научно-практической проблемой.

СВЕДЕНИЯ ОБ АРКТИЧЕСКИХ МЕЗОЦИКЛОНАХ

Начальный этап изучения мезоциклонов характеризовался использованием синоптического метода на основе всего доступного аэросиноптического материала с привлечением видимых и инфракрасных (ИК) изображений облачного покрова со спутников. Теоретические положения, полученные в данный период, являются основой для современного изучения мезоциклонов. В рамках исследований Norwegian Polar Lows Project, проводимых в период с 1983 г. по 1985 г., были проведены первые самолетные измерения, создана первая климатология и разработаны усовершенствованные модели арктических мезоциклонов. Среди основоположников теории мезомасштабных систем следует отметить работу Э. Расмуссена и Д. Тернера [9].

Систематизированное и признанное обобщение мезосистем, рекомендации по их прогнозированию приведены в Технической записке ВМО № 701 1988 г [10]. Рассматриваемые мезосистемы выявлялись преимущественно на спутниковых и радиолокационных изображениях по внешнему виду облачных массивов. Среди мезосистем отдельно были выделены нефронтальные мезовихри – облачные массивы, имеющие форму либо слабоорганизованных скоплений кучево-дождевых облаков, либо облачной «запятой», либо семейства облачных спиралей, исходящих из общего центра. В данной работе нефронтальные мезовихри определены как циклонические циркуляции в умеренных и высоких широтах с горизонтальными размерами 100-500 км, которые зарождаются и продолжают существовать вне прямой связи с фронтальными системами синоптического масштаба. Было выделено два вида данного типа мезосистем: мезовихри, образующиеся в холодном воздухе за холодным фронтом («облачная запятая»); мезовихри, образовавшиеся в отсеченном высотном циклоне («холодная депрессия»). В обоих случаях нефронтальные мезовихри образуются в районах с повышенной циклонической завихренностью в средней тропосфере и повышенной термической неустойчивости в нижней тропосфере в холодной воздушной массе, расположенной или перемещающейся над теплой

подстилающей поверхностью. Как правило, они образуются над континентами в теплое время года, а над морями – в холодное.

За прошедшие десятилетия накоплен исходный эмпирический материал о мезоциклонах, формирующихся в различных районах земного шара, в том числе об арктических мезоциклонах. Необходимо отметить, что спектр видов АМЦ постепенно увеличивается. Некоторые авторы объясняют это сокращением площади льдов в Арктическом бассейне (увеличением акваторий с открытой водной поверхностью, над которыми АМЦ возникают) и расширением благоприятных орографических условий для их возникновения.

Неоднократно предпринимались попытки создания классификации АМЦ, которые базировались как на внешних (феноменологических) проявлениях мезоциклонов на спутниковых изображениях, так и на внутренних (сущностных) причинах их формирования, обусловленных благоприятными синоптическими ситуациями. Одна из наиболее полных классификаций предложена в работе [3], однако, она не представляется окончательной, поскольку объединяет в себе оба вышеупомянутых подхода с качественно различными принципами, лежащими в их основе. Феноменологический подход допустимо использовать на начальном этапе изучения тех или иных процессов (явлений) – этапе накопления экспериментальных сведений. Окончательная классификация должна иметь в своей основе сущностные причины возникновения и развития того или иного процесса (явления).

Для изучения мезоциклонов все чаще используются дистанционные методы зондирования из космоса. Скаттерометры позволяют определять скорость и направление ветра над открытой водной поверхностью, пассивные микроволновые зондировщики предоставляют данные о поле водяного пара, характеристиках жидкокапельной влаги облаков и осадков (над водной поверхностью). Микроволновые радиометры в настоящее время широко используются на зарубежных и отечественных полярно-орбитальных спутниках, например: AMSR-2 на КА GCOM-W, SSMIS на КА DMSP, AMSU-A,-B на КА NOAA и MetOp, МТВЗА-ГЯ на КА «Метеор-М» №2 и др. (https://www.wmo-sat.info/oscar/satellites). Интерес к микроволновым исследованиям поля водяного пара связан с тем, что влагозапас атмосферы, по всей видимости, является важнейшим предиктором развития АМЦ. Данными контактных измерений лучше освещена поверхность суши. Однако, на настоящий момент спутниковые методы вместе с данными контактных измерений, которые включают в себя редкую сеть гидрометеорологических станций, а также нерегулярные судовые и самолетные измерения, пока не позволяют создать высокодетальную пространственно-временную структуру АМЦ.

Некоторые виды АМЦ возможно изучить в тех редких случаях выхода их с открытой водной поверхности на поверхность суши, хорошо освещенную в гидрометеорологическом отношении. При этом следует учитывать береговой и фёновый эффекты, а также тот факт, что при выходе АМЦ на поверхность льда или сушу они быстро заполняются.

Представляется, что изучение условий, благоприятных для развития АМЦ должно быть комплексным, и обязательно включать фронтологический анализ, позволяющий разделить арктические нефронтальные мезоциклоны от арктических фронтальных циклонов. Опыт показывает, что интерпретация спутниковых изображений не всегда позволяет однозначно установить положение атмосферных фронтов.

Для изучения АМЦ в последние десятилетия используются данные реанализа и мезомасштабных гидродинамических моделей атмосферы. Такие методы исследования дают новые знания, в первую очередь, о барическом поле. Однако, эти знания достаточно специфические: из-за недостатка исходной информации над акваториями морей могут содержать систематические ошибки при применении процедур интерполяции фактической гидрометеорологической информации или в процессе гидродинамического прогнозирования. Поэтому поля метеорологических величин в районах АМЦ, получаемые по данным реанализа и гидродинамических прогнозов целесообразно верифицировать по данным натурных измерений.

МЕТОДЫ ПРОГНОЗИРОВАНИЯ АРКТИЧЕСКИХ МЕЗОЦИКЛОНОВ

Задача прогнозирования АМЦ для гидрометеорологического обеспечения включает определение района и времени его возникновения, траектории и скорости перемещения, продолжительности существования и района заполнения, а также интенсивности и продолжительности существования опасных явлений погоды в них. Среди работ, посвященных прогнозированию мезоциклонов следует отметить [10].

На предварительном этапе прогнозирования АМЦ проводится фронтологический анализ комплекта имеющегося в наличии аэросиноптического материала с целью определения положения арктического фронта и районов, занятых арктической воздушной массой. Данная процедура позволяет избежать ложного причисления фронтальных циклонов на арктическом фронте к АМЦ.

Выполнение классического фронтального анализа довольно трудоемкая процедура [4, 5], требующая от исследователей опыта и специфических знаний. В последние десятилетия разработаны методы объективного анализа проведения атмосферных фронтов [11], которые используют некоторую функцию (фронтальный параметр), рассчитываемую в узлах регулярной сетки по фактическим или прогностическим данным. Чем больше значение фронтального параметра, тем выше вероятность прохождения через данный узел фронта. Фактические и прогностические карты с фронтологическим анализом публикуются, в том числе, и на сайте Гидрометцентра РФ.

Начальным этапом прогнозирования АМЦ является выявление синоптических ситуаций [1], благоприятных для их возникновения. Данная процедура осуществляется путем анализа синоптических карт, спутниковых изображений в различных интервалах спектра, данных наземных и аэрологических наблюдений в рамках синоптического метода прогнозирования [10]. Каждому виду АМЦ соответствует одна или несколько благоприятных синоптических ситуаций, которые должны быть известны априори (до прогнозирования). Кроме того, выделяются орографические мезоциклоны, возникающие при определенных синоптических условиях в конкретном географическом районе.

Определение количественных критериев с целью получения альтернативных прогнозов (возникнет АМЦ или не возникнет) позволяет объективно подходить к процессу прогнозирования. Для получения количественных критериев разработаны специальные методики, основанные на использовании физико-статистических методов прогнозирования. Вопрос об эффективности использования современных мезомасштабных гидродинамических моделей для прогнозирования АМЦ требует дальнейшего изучения.

Для прогнозирования перемещения уже возникших АМЦ может использоваться метод геострофических траекторий [10].

Для прогнозирования опасных явлений погоды, связанных с развитием АМЦ, на данном этапе используется синоптический метод (если АМЦ возник, то с ним связан определенный комплекс явлений погоды, главным образом, конвективного происхождения). В зависимости от конкретного вида мезоциклона, его размеров на спутниковом изображении и некоторых других предикторов возможно получить эмпирические правила прогнозирования максимальной скорости ветра в мезоциклоне, комплекса опасных явлений погоды.

Что касается прогнозирования заполнения арктических мезоциклонов, то следует исходить из того, что период их жизни, как правило, не превышает двух суток. Арктические мезоциклоны возникают в определенных физико-географических районах при благоприятных синоптических ситуациях. Быстрое заполнения АМЦ часто происходит при выходе арктических мезоциклонов с открытой водной поверхности на поверхность суши или льда. Для прогнозирования заполнения АМЦ целесообразно проследить жизненный путь различных видов мезоциклонов от момента их возникновения до момента исчезновения. После того как будет набрана представительная выборка таких случаев для каждого вида АМЦ следует проанализировать период существования, районы и синоптические условия их заполнения, на основе проведенного анализа разработать прогностические правила.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящий момент изучение арктических мезоциклонов и решение проблемы их оперативного прогнозирования сдерживается дефицитом сведений об их внутренней структуре. АМЦ возникают при существенно различных синоптических условиях, поэтому методы прогнозирования следует разрабатывать для каждого вида мезоциклона.

Практически актуальными являются синоптические методы прогнозирования АМЦ, а также комплекса связанных с ними опасных явлений погоды. Кроме того, перспективными представляются возможности современных мезомасштабных гидродинамических моделей.

Список используемых источников

15. *Луценко Э.И., Лагун В.Е.* Полярные мезомасштабные циклоны в атмосфере над Баренцевым и Карским морями // Проблемы Арктики и Антарктики. – 2013. – № 2 (96). – С. 76-89.

16. *Гурвич И.А., Митник Л.М., Митник М.Л.* Мезомасштабный циклогенез над дальневосточными морями: исследование на основе спутниковых микроволновых радиометрических и радиолокационных измерений // Исследование Земли из космоса. – 2008. – № 5. – С. 58–73.

17. Особенности формирования и классификация штормовых мезомастабных вихрей / Е.В. Заболотских, Л.П. Бобылев, А.В. Дикинис, Л.О. Неелова, Ю.Е. Смирнова // Ученые записки РГГМУ. – 2010. – № 16. – С. 59−76.

18. Руководство по практическим работам метеорологических подразделений авиации Вооруженных сил. – М.: Воениздат, 1992 г. – 488 с.

19. Руководство по краткосрочным прогнозам погоды. Часть I. – Л.: Гидрометеоиздат, 1986 г. – 702 с.

20. РД 52.27.339 – 93. Руководство по диагнозу и прогнозу опасных и особо опасных осадков, града и шквалов по данным метеорологических локаторов и искусственных спутников Земли. – Л.: Гидрометеоиздат, 1996 г. – 182 с.

21. Руководство по прогнозированию метеорологических условий для авиации. – Л.: Гидрометеоиздат, 1985 г. – 304 с.

22. РД 52.27.723 – 2009. Базовые требования к технологии подготовки краткосрочных прогнозов погоды. – М., Обнинск: ИГ-СОЦИН, 2009 г. – 424 с.

23. *Rasmussen E., Turner J.* Polar Lows. Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions. Cambridge University Press, 2003. – 612 p.

24. Вельтищев Н.Ф. Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование: Сборник лекций. Пособие для самостоятельной работы студентов. – Л.: Гидрометоиздат, 1988. – 137 с.

25. *Шакина Н.П., Скрипунова Е.Н., Иванова А.Р.* Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология. – 2000. – № 7. – С. 5-16.

П.С. Михайлов,
кандидат технических наук;
Л.К. Железняк,
доктор технических наук;
В.Н. Конешов,
доктор технических наук;
В.Н. Соловьев
Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, г. Москва

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ НАПРАВЛЕНИЯ ПОВЫШЕНИЯ ТОЧНОСТИ МОРСКОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ МЕТОДИЧЕСКИМИ СРЕДСТВАМИ

Представлены перспективные разработки в области методического обеспечения морских гравиметрических измерений. Использование современных моделей гравитационного поля и нагрузочных моделей океанического прилива обусловлено современными условиями производства морских гравиметрических съемок, а также возможностями отечественной гравиметрической аппаратуры. Предложенные разработки позволяет увеличить надежность и точность морских съемок для решения как геологоразведочных так и специальных задач при сокращении общих затрат на их выполнение.

Ключевые слова: гравитационное поле Земли, морская гравиметрия, современные глобальные модели гравитационного поля Земли, океанический прилив, геофизические параметры Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Знание аномалий гравитационного поля Земли позволяет решать ряд фундаментальных и научно-практических задач: общеземных (уточнение формы и глубинного строения Земли), геологических (разведка, поиск и оконтуривание месторождений полезных ископаемых), освоения космоса, обороны государства (расчет полетов баллистических ракет, коррекция координат в инерционных навигационных системах), метрологии и т.д. Возможности использования аномалий гравитационного поля как источника информации, зависят от точности выполнения гравиметрических съемок.

Существующие методы гравиметрических съемок в Мировом океане имеют разные точности и диапазоны частот получаемых результатов, поэтому применяются для решения различных задач. Однако развитие современной гравиметрии позволяет расширить области их практического применения и создает условия для комплексирования различных средств и методов измерения поля силы тяжести.

Современные российские морские гравиметрические комплексы позволяют стабильно получать точность площадной съемки в пределах 1 мГал. Для дальнейшего повышения точности измерений, необходимой, например, для оконтуривания месторождений нефтегазоносных структур, а также для надежности выполнения съемок в различных условиях наряду с развитием аппаратной составляющей, требуются новые усовершенствованные методики производства морских измерений и их обработки.

КОНТРОЛЬ И КОРРЕКЦИЯ МОРСКИХ ГРАВИМЕТРИЧЕСКИХ ИЗМЕРЕНИЙ ПО МОДЕЛЯМ ГРАВИТАЦИОННОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Морские измерения силы тяжести отличаются длительным отрывом от береговых опорных пунктов, расположенных в портах заходов. В таких условиях актуальной становится задача контроля достоверности и точности морских относительных измерений, определяемых исправной работой аппаратуры, привязкой к опорным пунктам, учетом влияющих физических факторов. Для решения этих задач может быть использована современная модель гравитационного поля Земли, позволяющая непрерывно следить за процессом измерений в реальном времени.

По результатам сравнения моделей с данными прямых морских съемок [*Железняк, Конешов, 1995*] определено, что короткопериодные волны фактического поля (15 км и менее) и шумы модели не отличаются друг от друга, а волны длиной свыше 100 км в моделях представлены

практически без искажений [*Конешов, Непоклонов, Соловьев, 2014*]. Этот вывод не относится к изостатически нескомпенсированным районам и прибрежным областям, в которых значительные массы находятся выше эквипотенциальной поверхности (геоида) и имеются погрешности в спутниковой альтиметрии. Однако в большинстве районов Мирового Океана модельное поле может использоваться в качестве опорного при выполнении прямых морских гравиметрических измерений.

Опорные наблюдения при морских измерениях зачастую являются затратными или проблемными. Нередко для решения прикладных задач (например, геологоразведки) достаточно использовать один опорный пункт без его абсолютной привязки, при этом важным является только точность и надежность определенного значения скорости смещения нуль-пункта гравиметров. Так как современные условия выполнения морских гравиметрических съемок отличаются крайне непродолжительным временем стоянки судна в порту, остро встает вопрос повышения надежности значений, получаемых на опорном пункте. В открытом океане поле современной высокостепенной модели на интервале более 100 км может быть использовано для определения скорости смещения нуль пункта гравиметра. На рис. 1 показана разность значений аномалий силы тяжести «измерения – модель» на морском полигоне. Камеральная обработка проводилась без ввода поправки за смещение нуль-пункта гравиметра, а в качестве исходного на опорном пункте использовалось значение нормального поля. Коэффициент при линейном члене аппроксимирующей функции разностей имеет физический смысл скорости смещения нуль-пункта гравиметра.

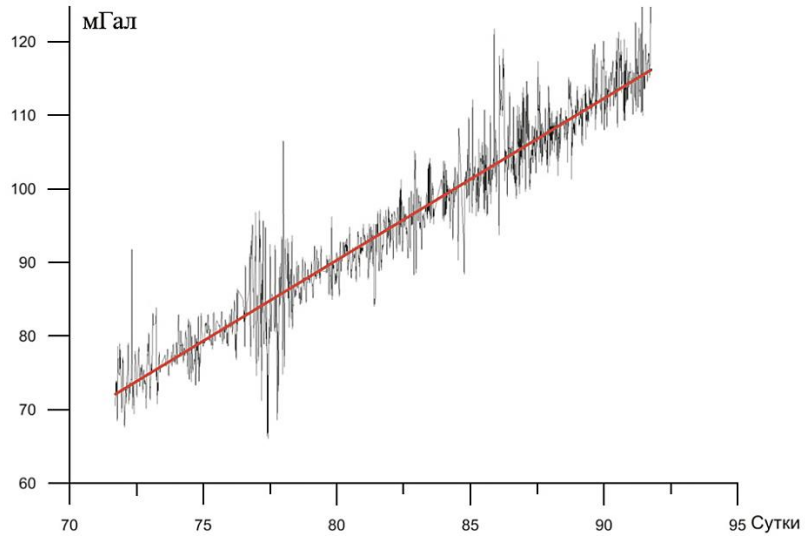


Рис.1. График разности «измерения - модель»

Кроме того, модель EGM-2008 может быть использована для контроля уровня морской гравиметрической съемки и привязки съемки к уровню модельного поля в случае отсутствия надежных опорных измерений в порту выхода.

Еще одним преимуществом применения модели является возможность непрерывного контроля текущих морских измерений и надежности работы гравиметров. Характерной чертой морских относительных измерений являются нерегулярные и непрогнозируемые скачки показаний гравиметров, особенно в долгосрочных рейсах. Постоянные сравнения получаемых данных с модельными значениями EGM2008 позволяет непосредственно в море выявлять подобные скачки и оперативно выполнять коррекцию измерений.

Разработанная в ИФЗ РАН перспективная методика выполнения морских гравиметрических съемок с использованием современных моделей ГПЗ позволяет даже в неблагоприятных погодных условиях и при сбоях в работе приборов получать качественные и надежные результаты.

УЧЕТ ОКЕАНИЧЕСКОГО ПРИЛИВА ПРИ ВЫПОЛНЕНИИ МОРСКОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

С ростом общей точности морских гравиметрических измерений величины приливных поправок из пренебрегаемых превращаются в существенные. Задача учета приливного эффекта включает в себя определение высоты прилива и вычисление поправок в измерения. На сегодняшний день наиболее актуально два способа определения высоты: спутниковый дифференциальный метод и математический, с применением динамических нагрузочных моделей.

Для открытого океана высоту прилива и гравитационную поправку целесообразно определять аналитически. Приливная вариация в океане имеет две составляющие: прямое гравитационное влияние космических тел и изменение силы тяжести, вызванное приливными колебаниями дна и поверхности океана. То есть, для вычисления значения гравитационной приливной вариации в определенной точке необходимо определить гравитационное действие космических тел (Луна и Солнце), высоту твердого и океанического приливов. Первые две величины вычисляются в рамках статической теории, для определения высоты океанического прилива необходимо обращаться к нагрузочным приливным моделям и их интерпретации.

Для получения поправок предлагается использовать отечественную компьютерную программу ATLANTIDA 3.1_2014. В данном программном пакете расчет океанического нагрузочного эффекта выполняется на основе разложения высоты прилива по сферическим функциям до 1440 порядка с дополнительными поправками за сохранение масс и высоту, кроме того при определении чисел Лява вводится поправки за относительные и кориолисовы ускорения и их зависимость от широты [*Спиридонов, 2014*]. Введение поправки за океанический прилив в морские гравиметрические измерения рекомендуется выполнять при высокоточной съемке с большим количеством пересечений для лучшей статистической оценки. Порядок введения поправок предлагается следующий: на полигоне выбирается центральная точка, для которой программой ANTLATIDA 3.1_2014 вычисляется временной ряд приливных поправок за период выполнения измерений на полигоне, затем путем сравнения времени пересечений вводятся поправки в файлы съемочных галсов полигона, далее выполняется уравнивание.

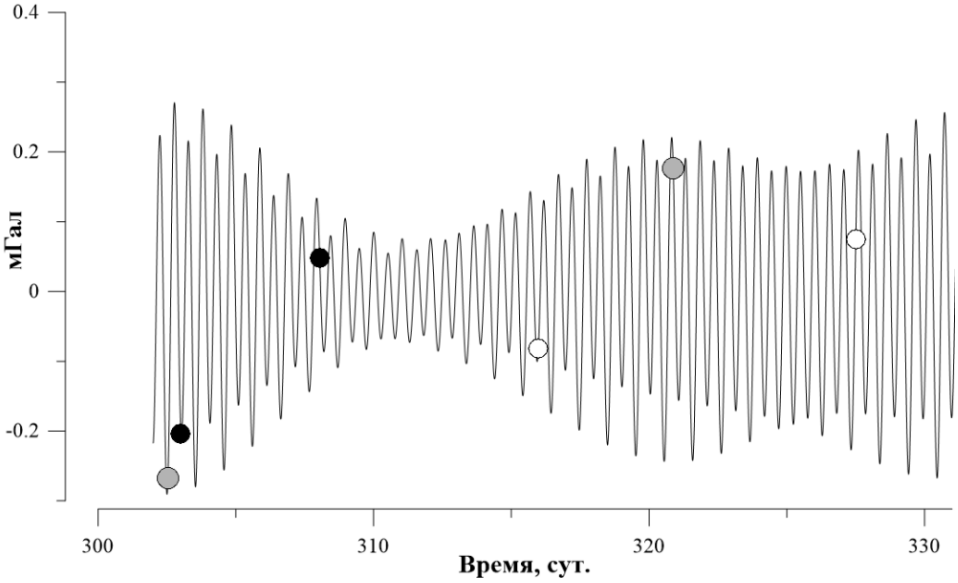


Рис.2. График приливных вариаций на морском полигоне. Парными символами отмечены моменты прохождения точек пересечения съемочных и секущих галсов.

На рис. 2 представлен график приливных вариаций на морском полигоне и пример различий значений в точках пересечения галсов. Парами одинаковых символов отмечены моменты прохождения точек пересечения съемочных и секущих галсов, представлены три такие пары. Разности значений внутри пары точек отражают влияние прилива и дают представление о величине ошибки в съемки без учета океанического прилива.

В таблице 1 представлены результаты учета прилива с применением нагрузочных моделей океанского гравитационного эффекта, полученные при съемках морского полигона прямоугольной формы, содержащего 125 пересечений.

Таблица 1

Результаты учета океанического прилива при гравиметрической съемке

Полигон 4	Систематическая составляющая	Случайная составляющая	Погрешность одного измерения
Предварительная оценка полигона	-0.03	0.22	0.16
Уравнивание полигона	0.00	**0.11**	**0.08**
Оценка после учета океанического прилива	-0.04	0.21	0.15
Уравнивание полигона после учета океанического прилива	0.00	**0.09**	**0.06**

После введения приливных поправок улучшение случайной погрешности составило до 24%. Как видно, учет прилива при высокоточных морских гравиметрических измерениях является действующим дополнительным фактором повышения точности.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленная в докладе перспективная методика использования и комплексирования данных различных средств определения силы тяжести в интересах морской гравиметрии позволяет увеличить надежность и точность морских съемок. Это возможно, прежде всего, за счет контроля и коррекции систематических погрешностей, возникающих при морских измерениях. Разработанная методика позволяет:

- Получать высокую точность съемки на морских полигонах (0.5 мГал и точнее);
- Расширить возможности планирования съемочной сети;
- Увеличить надежность продолжительных маршрутных съемок;
- Сократить время выполнения опорных измерений;
- Выполнять морскую гравиметрическую съемку без привязки к береговым опорным пунктам;
- Выполнять съемку с одним морским гравиметром на борту без потери надежности измерений.

Методика учета океанического прилива также является инновационной. Разработка этой методики обусловлена возможностью учета переменных вариаций гравитационного поля в океане, и говорит о высоком уровне отечественной морской гравиметрии и математической геофизики. Учет приливного эффекта позволяет уменьшить случайные погрешности и повысить точность крупномасштабных морских съемок.

Представленные в докладе разработки имеют практическую и экономическую ценность, как для оборонных задач, так и для работ гражданского назначения.

Список используемых источников

1. *Иванов С.С.* Переменное гравитационное поле океана // Институт океанологии им. П.П. Ширшова Академии наук СССР. Москва. 1987. 124 С.
2. *Железняк Л.К., Конешов В.Н.* Оценка погрешностей данных спутниковой альтиметрии по сравнению с гравиметрическими материалами // Физика Земли.1995.№ 1. С. 78–81.
3. *Конешов В.Н., Непоклонов В.Б., Соловьев В.Н.* Сравнение глобальных моделей аномалий гравитационного поля Земли с аэрогравиметрическими измерениями при трансконтинентальном перелете // Гироскопия и навигация. 2014. №2. С. 86 -94.
4. *Спиридонов Е.А., Виноградова О.Ю.* Сравнение результатов расчета океанического гравиметрического эффекта с данными наблюдений // Физика Земли. 2014. №1. С. 120 – 128.

5. *Краснов А.А., Соколов А.В., Элисон Л.С.* Результаты эксплуатации гравиметров «Чекан-АМ» // Гироскопия и навигация. 2014. №1. С. 98 – 104.

6. *Железняк Л.К. Конешов В.Н., Михайлов П.С., Соловьев В.Н.* Использование модели гравитационного поля Земли при измерениях силы тяжести на море // Физика Земли. 2015. №4. С.103-110.

7. *Железняк Л.К. Конешов В.Н., Михайлов П.С.* Экспериментальное определение вертикального градиента силы тяжести ниже поверхности моря // Физика Земли. 2016. №6. С.83-85.

8. *Конешов В.Н., Железняк Л.К., Соловьев В.Н., Михайлов П.С.* Разработка инновационного методического обеспечения морских гравиметрических съемок // Наука и технологические разработки. – 2017. - Том 96. - №4.- С. 3-18.

9. *Forsberg R., Olesen A.V., Einarsson I.* Airborne Gravimetry for Geoid Determination with Lacoste Romberg and Chekan-AM Gravimeters // Proceeding of IAG International Symposium on Terrestrial Gravimetry: Static and Mobile Measurements. Saint-Petersburg, Russia, 2013.

П.Н. Новикова
кандидат геолого-минералогических наук
Горный институт ПФИЦ УрО РАН, г. Пермь

ПРИМЕНЕНИЕ ИНЖЕНЕРНОЙ МАГНИТОРАЗВЕДКИ ДЛЯ ОБНАРУЖЕНИЯ ТЕХНОГЕННЫХ ОБЪЕКТОВ

Рассматривается использование метода инженерной магниторазведки для поиска и локализации подземных коммуникаций разных типов и скважин. Обсуждается специальная модификация микромагнитных съемок для фильтрации интенсивных помех с применением метода EMD-разложения. Показаны результаты нескольких опытных магнитных съемок.

Ключевые слова: инженерная магниторазведка, техногенные объекты, интенсивные помехи, подземные коммуникации, EMD-разложение.

Инженерная геофизика зарекомендовала себя как эффективный метод обнаружения и локализации объектов технического назначения, таких как подземные инженерные сети и сооружения, магистральные трубопроводы, тоннели, скважины, а также боеприпасы прошлых лет. Стандартными методами для таких задач выступают металло/миноискатели, радиолокационные съемки (трассоискатели, георадар) и электроразведочные работы [7].

В данной работе предлагается альтернативный метод поиска сильномагнитных искусственных объектов, основанный на изучении магнитного поля интересующего геологического разреза.

Инженерная магниторазведка представляет из себя модификацию традиционного геологоразведочного метода, производящего измерения магнитного поля на небольших, так называемых, микроплощадках с равномерным шагом от 1×1 м до 50×50 метров в зависимости от размеров изучаемого объекта и его глубины залегания [3]. Обычно такие съемки производятся в наземном варианте, но также возможно проведение гидромагнитных съемок и беспилотных магнитных съемок на небольшой высоте. Минимальный набор аппаратуры должен включать в себя два магнитометра и GPS-приемник: первый магнитометр используется непосредственно для рядовых измерений, второй – служит магнитовариационной станцией, которая измеряет вариации магнитного поля. Современная магниторазведочная аппаратура имеет возможность измерять магнитное поле как в дискретном варианте (площадные, профильные работы), так и в непрерывном режиме с GPS-синхронизацией. Большая часть техногенных объектов расположена в пределах урбанизированных территорий, поэтому основной проблемой такого метода является наличие интенсивных помех [6, 7].

Автором было проведено несколько опытных съемок, целью которых было картирование подземных коммуникаций, поиск ликвидированных инженерно-геологических скважин, а также трассирование глубинного канализационного коллектора. Параллельно с решением поставленных задач исследовался форма, амплитуда и частотный состав промышленных помех с целью дальнейшей их фильтрации из наблюденных данных [4, 5].

Основными результатами опытных работ явилась методика полевой съемки и обработки данных, позволяющая учесть быстроизменяющиеся вариации магнитного поля. Для этого необходимо устанавливать магнитовариационную станцию как можно ближе к участку исследования. Анализ вариаций показал, что обычно измеренный сигнал содержит до 20 внутренних мод, амплитуда которых составляет от 20 до 400 нТл, частота изменяется в пределах $(0.56 \div 133)\ 10^{-3}$ Гц.

Модифицированная методика полевой съемки не может полностью учесть весь спектр техногенных помех, поэтому для высокочастотной фильтрации наблюденных данных

применялся метод эмпирической модовой декомпозиции (Empirical Mode Decomposition – EMD). EMD представляет из себя метод спектрального анализа нестационарных сигналов, использующий заранее неопределенные внутренние моды сигнала. Практически для такого преобразования функция должна состоять из серии экстремумов, по которым формируются две огибающие сигнала – по максимумам и по минимумам. В итеративной процедуре сложный сигнал можно представить суммой эмпирических модовых функций, наложенных на остаточную трендовую компоненту [1, 2].

Особый интерес представляют результаты качественной интерпретации полученных данных. Задача поиска линейных коммуникаций показала разнообразие наблюдаемых магнитных аномалий, более того, каждый тип инженерных сетей своеобразно проявляет себя в магнитном поле. Водопроводные и канализационные трубопроводы (стальные, чугунные, железобетонные) обычно отображаются линейными магнитными аномалиями с выраженной положительной частью амплитудой 200-500 нТл с максимальными значениями в местах стыка труб. Электрические сети характеризуются динамическими магнитными аномалиями преимущественно отрицательного знака, при этом высоковольтные кабельные линии могут доходить до амплитуды в десятки тысяч нТл. Опыт таких работ показывает, что подземные коммуникации хорошо локализуются в пределах 1 м, а также показывают места пересечений различного типа сетей.

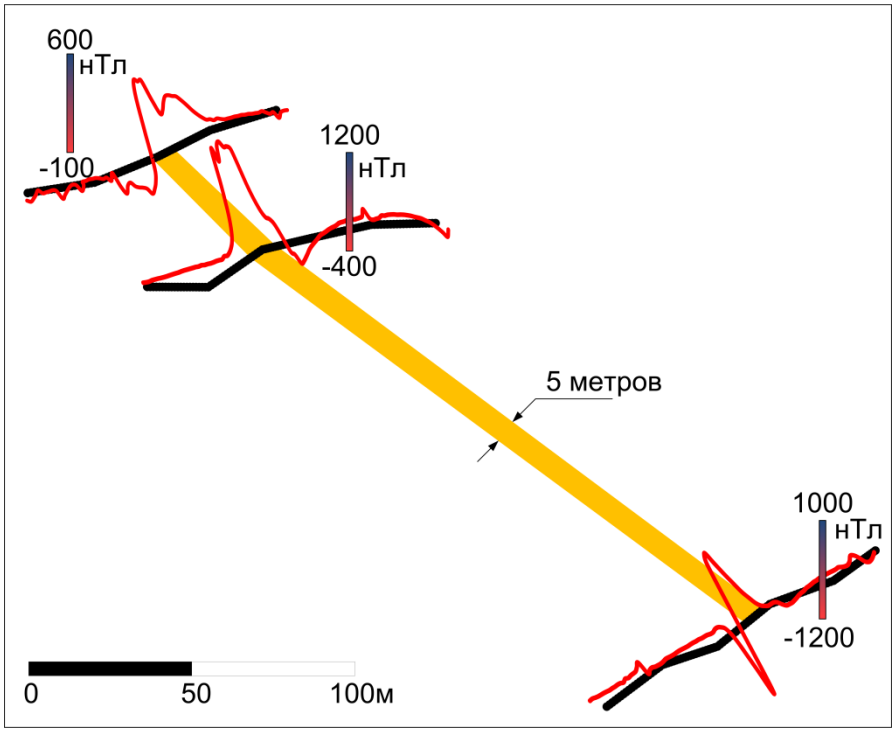


Рис.1. Трассирование железобетонного коллектора по аномальному магнитному полю

На рисунке 1 показан пример профильного трассирования местоположения безнапорного подземного железобетонного канализационного коллектора в условиях интенсивных промышленных помех с глубиной залегания, варьирующейся от 3 до 8 метров. Индуктивные методы поиска коммуникаций (трассоискатель и георадиолокация) оказались малоинформативными вследствие глинистого литологического состава вмещающих грунтов и существенной глубины залегания искомого объекта. Искомый объект контрастно отразился в аномальном магнитном поле амплитудой от 40 нТл до более 1000 нТл. Такой разброс значений прежде всего обусловлен различной глубиной залегания коллектора, а также наличием близких

к коллектору электрических сетей, которые также можно было выделить по полевым измерениям.

Следующий практический пример (рис. 2) показывает возможности обнаружения обсаженных скважин. По теории решения прямых задач скважина является объектом трубочного типа, вся намагниченность которого сосредоточена в его верхней кромке, т.е. устье скважины. В зависимости от глубины залегания устья (если скважина была ликвидирована) амплитуда магнитной аномалии над скважиной может достигать сотен и тысяч нТл, что характеризует скважину, как контрастный относительно вмещающей среды объект. Также стоит отметить, что незначительный по диаметру технический объект в магнитном поле может создавать обширные аномалии, в несколько раз по площади превышающий проекцию объекта на поверхность, что улучшает его обнаружение методом инженерной магниторазведки.

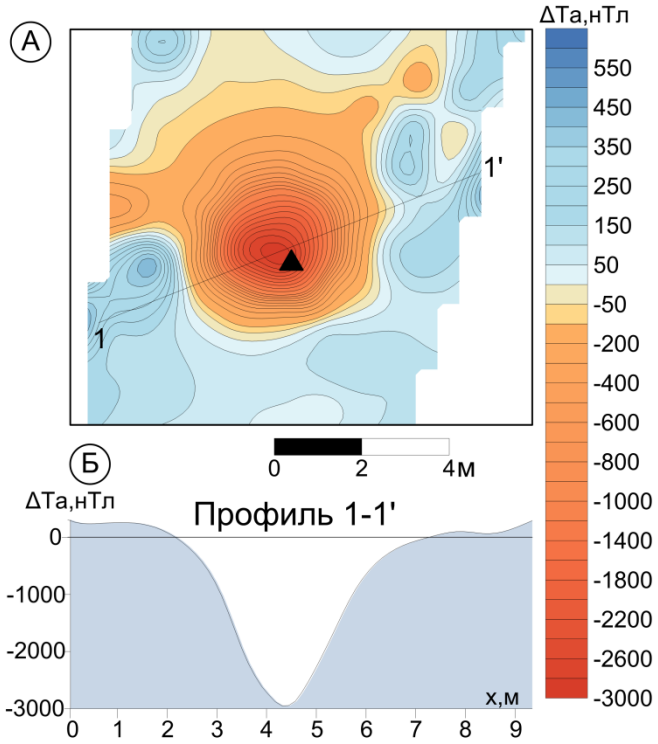


Рис. 2. Результаты опытных работ по определению аномального магнитного поля, создаваемого устьем инженерно-геологической скважины: А – площадная магнитная съемка, выполненная с шагом 1×1 м; Б – значения аномального магнитного поля вдоль профиля, проходящего через устье скважины

ОСНОВНЫЕ ВЫВОДЫ

1. Инженерная магниторазведка позволяет выполнять мобильное дистанционное площадное сканирование участка исследований как в наземном варианте, так и, в перспективе, с легких беспилотных летательных аппаратов на высоте полета первых десятков метров.
2. Магнитная съемка может трассировать и типизировать разные типы техногенных объектов даже при их сложной конфигурации или наличии нескольких сближенных подземных коммуникаций.
3. Предложенный метод выделяет контрастные объекты до глубины 10 метров даже при глинистом составе горных пород, который может являться существенным препятствием для индуктивных методов.

4. Дифференцированное отображение техногенных объектов в магнитном поле уменьшает вероятность пропуска объекта исследования, более того, даже слабомагнитные объекты возможно локализовать по слабым магнитным аномалиям.

5. Специальные методы обработки и интерпретации измеренного магнитного поля, эффективно фильтрующие сильное электромагнитное загрязнение, делают возможным проводить мониторинг промышленных и городских территорий.

6. Комплексирование радиолокационных, электрометрических и магниторазведочных методов позволит существенно улучшить достоверность получаемых результатов.

Список используемых источников

1. *Давыдов В.А., Давыдов А.В.* Очистка геофизических данных от шумов с использованием преобразования Гильберта-Хуанга // Электронное научное издание «Актуальные инновационные исследования: наука и практика». – 2010. – №1.
2. *Долгаль А.С., Христенко Л.А.* Применение эмпирической модовой декомпозиции при обработке геофизических данных // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. – 2017. – Т. 328. – № 1. – С. 100 – 108.
3. Инструкция по магниторазведке. Л.: ЛО Недра. – МГ СССР – 1981. – 263 с.
4. *Новикова П.Н.* Применение детальной магниторазведки в условиях интенсивных техногенных помех // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей: материалы 45-сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Казань, 22-26 января 2018 года. Казань: Изд-во Казан. Ун-та. – 2018. – С. 43 – 44.
5. *Новикова П.Н.* Исследование подземных техногенных объектов методом инженерной магниторазведки // П75: Сборник материалов IV Школы-конференции «Гординские чтения»: Президиум РАН / отв. сост. А.А. Макарова. – М.: ИФЗ РАН. – 2017. – С. 138 –141
6. *Уткин В.И., Тягунов Д.С., Сокол-Кутыловский О.Л., Сенина Т.Е.* Искажение геомагнитного поля электромагнитным шумом низких частот техногенного происхождения // Вестник КРАУНЦ. Серия: Науки о Земле. – 2010. – Вып. 15. – № 1. –С. 216 – 222.
7. *Фоменко Н.Е., Журбицкий Б.И., Фоменко Л.Н.* Прогноз электромагнитного загрязнения городских территорий с применением специальных аппаратурных и программных средств // Геофизические методы при разведке недр: материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 70-летию основания в Томском политехническом институте кафедры «Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых» / Томский политехнический университет. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета. – 2016. – С. 283 – 288.

К.Н. Пустовалов;
П.М. Нагорский
доктор физико-математических наук, профессор;
А.А. Кобзев
кандидат технических наук;
Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, г. Томск

ВОЗМУЩЕНИЯ ПРИЗЕМНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ОБЛАКОВ ОСНОВНЫХ ФОРМ

Выполнен анализ изменчивости градиента потенциала электрического поля при прохождении облаков отдельно для тёплого и холодного периодов года. Получены оценки возмущений приземного электрического поля под воздействием облаков основных форм. Предложен подход позволяющий выявить наличие конкретных форм облачности на основе отклика в приземном электрическом поле.

ВВЕДЕНИЕ

Локальное электрическое поле приземной атмосферы весьма чувствительно к метеорологическим условиям и существенно изменяется под влиянием облачности, особенно конвективных форм [1-4]. Данная особенность может быть использована для решения обратной задачи – диагностирования и уточнения метеорологических условий на основе данных об электрических характеристиках приземного слоя атмосферы. Однако, для решения такой задачи требуется накопление надёжных сведений об особенностях влияния различных метеорологических факторов на приземное электрическое поле.

К настоящему времени проведены исследования влияния различных природных факторов на электрическое поле приземной атмосферы во многих регионах земного шара [1, 2, 4]. Однако полученные результаты дают лишь общие представления об особенностях изменения электрического поля, поскольку получены на основе данных с низким временным разрешением и (или) при отсутствии детальной метеорологической информации. Для получения надёжных оценок необходимо провести анализ вариаций градиента потенциала электрического поля ($\nabla\varphi$) во время большого числа случаев прохождения облаков основных форм отдельно для тёплого и холодного периодов года.

Получение репрезентативных для больших территорий оценок воздействия облаков основных форм на приземное электрическое поле осложнено влиянием на измеренные значения локальных условий пункта измерения: орографии местности, наличия близкорасположенных строений, деревьев и линий электропередачи, особенностей расположения и крепления датчика, фоновой электропроводности воздуха и других факторов. Чтобы исключить влияние локальных условий на оценки необходимо использовать не абсолютную, а относительную величину воздействия облаков различных форм на приземное электрическое поле.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ

Для оценки изменчивости градиента потенциала электрического поля ($\nabla\varphi$) при прохождении облаков и сопутствующих им атмосферных явлений были использованы данные $\nabla\varphi$, полученные в 2006–2013 гг. на геофизической обсерватории ИМКЭС СО РАН, а также данные об облачности и атмосферных явлениях, получаемые в стандартные сроки на метеорологической станции «Томск» (29430), расположенной ~ 6 км от ИМКЭС СО РАН.

Для оценки изменчивости значений $\nabla\varphi$ при безоблачной погоде, а также при прохождении перистых (*Ci*), перисто-кучевых (*Cc*), перисто-слоистых (*Cs*), высококучевых (*Ac*),

высокослоистых (*As*), кучевых (*Cu*), слоисто-кучевых (*Sc*), слоистых (*St*), слоисто-дождевых (*Ns*) и кучево-дождевых облаков (*Cb*) облаков из данных метеостанции «Томск» за исследуемый период были отобраны стандартные метеорологические сроки отдельно за тёплое (май-сентябрь) и холодное полугодие (ноябрь–март), характеризующиеся:

а) отсутствие облачности (ясно) или наличие облаков: *Ci*, *Cc*, *Cs*, *Ac*, *As*, *Cu, Sc, St, Ns* и *Cb* для соответствующих категорий отбора;

б) наличие моросящих, обложных и ливневых осадков для *St*, *Ns* и *Cb* соответственно;

в) отсутствие тумана, дымки, мглы и дыма.

В интервалы времени, соответствующие случаям отсутствия облачности или наличия облаков различных форм кроме кучево-дождевых, выделялись и анализировались вариации данных $\nabla\varphi$ в интервалах времени ±30 минут относительно срока. В отобранных интервалах времени с кучево-дождевыми облаками анализировались участки с интенсивными изменениями величины и знака $\nabla\varphi$.

Для получения оценок воздействия на приземное электрическое поле объёмных зарядов облаков основных форм, не зависящих от местных факторов, определялось отношение значений градиента потенциала электрического поля, измеренных при прохождении облаков каждой из форм, к невозмущённому значению градиента потенциала приземного электрического поля в пункте измерения ($\nabla\varphi_0$) – коэффициент возмущения (K_d)

$$K_d = \frac{\nabla\varphi}{\nabla\varphi_0}.$$

В качестве $\nabla\varphi_0$ было принято медианное значение $\nabla\varphi$ при отсутствии облаков и атмосферных явлений в пункте измерения. При этом, величина $K_d \in [-\infty;+\infty]$ и не равна нулю, отрицательные значения K_d указывают на смену знака $\nabla\varphi$ под воздействием исследуемых условий, а $K_d = 1$ – на отсутствие возмущения электрического поля.

Были рассчитаны медианная величины коэффициента возмущения – $K_{d(0,5)}$, а также минимальная и максимальная его величины (при $\alpha = 0{,}05$) – $K_{d(0,025)}$ и $K_{d(0,975)}$:

$$K_{d(0,5)} = \frac{\nabla\varphi_{(0,5)}}{\nabla\varphi_0} \quad K_{d(0,025)} = \frac{\nabla\varphi_{(0,025)}}{\nabla\varphi_0} \quad K_{d(0,975)} = \frac{\nabla\varphi_{(0,975)}}{\nabla\varphi_0},$$

где $\nabla\varphi_{(0,5)}$ – медианное значения $\nabla\varphi$ при прохождении облаков каждой из основных форм, а $\nabla\varphi_{(0,025)}$ и $\nabla\varphi_{(0,975)}$ – значения $\nabla\varphi$, соответствующие квантилям 0,025 и 0,975.

В качестве граничных значений коэффициента возмущения (при $\alpha = 0{,}05$) принимались 0,025- и 0,975- квантильные значения K_d при отсутствии облаков и атмосферных явлений в пункте измерения – $B_{(0,025)}$ и $B_{(0,975)}$ соответственно.

ПОЛУЧЕННЫЕ ОЦЕНКИ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Распределения значений $\nabla\varphi$ при прохождении облаков основных форм, а также при отсутствии облачности и атмосферных явлений близки логнормальному или степенному законам распределения. Для статистического описания данных распределений, не соответствующих нормальному закону, вместо среднего арифметического значения и среднеквадратичного отклонения были использованы медианное значение и интерквартильный размах, а вместо минимального и максимального значений (при $\alpha = 0{,}05$) – значения $\nabla\varphi$, соответствующие квантилям 0,025 и 0,975 (табл. 1).

Анализ результатов показ, что интерквартильный размах значений ∇φ при прохождении кучево-дождевых облаков превышает аналогичные значения при других формах облачности в холодный период более чем в 5 раз, а тёплый период более чем в 10 раз.

Таблица 1

Медианное значение, интерквартильный размах, а также 0,025- и 0,975-квантильные значения градиента потенциала во время безоблачной погоды и при прохождении облаков основных форм в тёплый и холодный периоды года.

Период; характеристика		Ясно	*Ci*	*Cc*	*Cs*	*Ac*	*As*	*Cu*	*Sc*	*St*	*Ns*	*Cb*
Тёплый	Медиана	210	220	330	170	240	280	240	190	200	20	-660
	Интеркварт. размах	230	240	250	220	280	300	280	240	330	320	2780
	0,025-квантиль	-140	-30	30	40	0	10	-70	-70	-410	-1240	-4850
	0,975-квантиль	800	860	840	990	950	1030	800	750	850	600	4960
Холодный	Медиана	230	210	160	290	310	280	–	230	140	130	620
	Интеркварт. размах	300	340	140	400	270	330	–	260	240	270	1580
	0,025-квантиль	20	0	30	10	30	-110	–	-90	-100	-230	-1940
	0,975-квантиль	900	1070	910	950	1130	810	–	670	580	800	3150

Наибольшие значения коэффициента возмущения также отмечаются под воздействием кучево-дождевых облаков, при которых экстремальные K_d ($K_{d(0,025)}$, $K_{d(0,975)}$) превышают граничные значения (при $\alpha = 0,05$) для невозмущённых условий в тёплый период на 22,2 и 19,7 соответственно, а в холодный период на 8,5 и 9,7 соответственно (табл. 2, рис.). Согласно [3], сравнительно низкие значения ∇φ в диапазоне примерно от 0 до ±1000 В/м наблюдаются, главным образом, при приближении/удалении кучево-дождевого облака или при смене полярности поля вследствие последовательного прохождения разноимённых объёмных зарядов *Cb*, длительность последнего, как правило, не превышает трёх минут. В связи с отмеченной выше особенностью, значения K_d в диапазоне от 0 до ±5, не являются типичными для прохождения кучево-дождевых облаков и, как правило, не соответствуют *Cb*.

Таблица 2

Значения коэффициента возмущения градиента потенциала электрического поля под воздействием облаков основных форм.

Период; параметр		*Ci*	*Cc*	*Cs*	*Ac*	*As*	*Cu*	*Sc*	*St*	*Ns*	*Cb*
Тёплый	$K_{d(0,5)}$	1,03	1,55	0,80	1,13	1,30	1,13	0,90	0,94	0,08	-3,11
	$K_{d(0,025)}$	-0,14	0,13	0,18	0	0,05	-0,33	-0,33	-1,92	-5,84	-22,9
	$K_{d(0,975)}$	4,04	3,95	4,66	4,48	4,85	3,75	3,51	4,00	2,83	23,4
Холодный	$K_{d(0,5)}$	0,93	0,69	1,28	1,35	1,21	–	1,00	0,62	0,56	2,72
	$K_{d(0,025)}$	0	0,13	0,05	0,13	-0,46	–	-0,41	-0,44	-0,99	-8,48
	$K_{d(0,975)}$	4,65	3,96	4,14	4,93	3,53	–	2,91	2,52	3,47	13,7

Слоисто-дождевые облака оказывают наибольшее после *Cb* возмущение нормального электрического поля, однако отмечается превышение только нижнего граничного значения ($B_{(0,025)}$) на 5,2 в тёплый период и на 1,0 в холодный период. Слоистые облака обуславливают величину K_d, которая может превышать нижнее пороговое значение на 1,3 и 0,5 для тёплого и холодного периодов соответственно. Коэффициент возмущения слоисто-кучевых облаков в тёплый период находится в пределах граничных значений для невозмущённого электрического поля, в то время как в холодный период может превышать ($K_{d(0,025)}$) величину нижнего

граничного значения на 0,5. Высоко-слоистые облака характеризуются различными особенностями искажения в тёплый и холодный периоды года: в тёплый период $K_{d(0,975)}$ превышает на 1,1 величину верхнего порогового значения ($B_{(0,975)}$), а в холодный период $K_{d(0,025)}$ превышает величину $B_{(0,025)}$ на 0,5. Высоко-кучевые облака вызывают величину коэффициента возмущения, которая может превышать верхнее пороговое значения в тёплый и холодный периоды года на 0,7 и 1,0 соответственно.

Кучевые и перисто-кучевые, как следует из таблицы 2 и рисунка, не вызывают существенного возмущения нормального электрического поля. Высокие значения K_d во время перистых, перисто-слоистых, высоко-кучевых облаков и высоко-слоистых облаков, превышающие верхнее граничное значение ($B_{(0,975)}$), вызывают сомнение, поскольку не могут быть объяснены электрической структурой облаков данных форм и, вероятно, связаны с прохождением кучево-дождевых облаков в окрестностях пункта наблюдения, которое не было зафиксировано на метеостанции и, следовательно, не учтено при отборе данных.

Полученные оценки величины коэффициента возмущения электрического поля при прохождении облаков основных форм могут быть использованы для получения косвенной информации об облачности на основе оперативных данных градиента потенциала электрического поля в приземном слое атмосферы. Для этой цели величина K_d в определённый момент времени, рассчитанная на основе текущего значения градиента потенциала и предварительно определённого невозмущённого значения $\nabla\varphi$ ($B_{(0,5)}$) в пункте измерения, сопоставляется с табличными значениями, характерными для облаков основных форм и граничными значения для невозмущённого электрического поля. При данном походе, наиболее надёжной является информация о наличие кучево-дождевых облаков, поскольку с этими облаками связаны значения K_d многократно превосходящие аналогичные значения при других формах облачности.

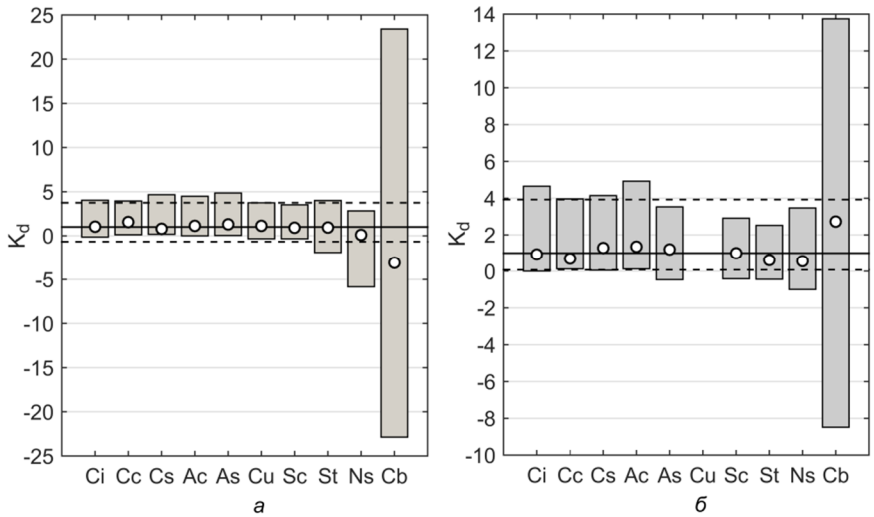


Рис. Медианные значения (кружки) и размах при α=0,05 (прямоугольники) коэффициента возмущения при прохождении основных форм облачности в тёплый (а) и холодный (б) периоды года, а также медианная величина (сплошная линия) и размах (пунктирные линии) значений K_d при отсутствии облачности и атмосферных явлений

Изложенный выше подход может позволить получить, в зависимости от величины K_d, следующую информацию (в порядке убывания по степени надёжности): а) наличие *Cb* (в тёплый и холодный периоды); б) наличие *Ns* (в тёплый и холодный периоды); в) наличие *Ns* и/или *St* (в тёплый период); г) наличие *Ns* и/или *As* и/или *St* и/или *Sc* (в холодный период).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате исследований были получены значения коэффициента возмущения приземного электрического поля под воздействием облаков основных форм. Предложен подход, позволяющий выявлять наличие конкретных форм облачности на основе величины коэффициента возмущения. Описанный подход может быть применен в автоматизированных информационно-измерительных системах метеорологического мониторинга.

Поддержано грантом Президента Российской Федерации (МК-179.2017.5).

Список используемых источников

1. *Филиппов А.Х.* Грозы Восточной Сибири. Л.: Гидрометеоиздат, 1974. – 76 с.

2. *Попов И.Б.* Статистические оценки влияния различных метеорологических явлений на градиент электрического потенциала атмосферы // Труды ГГО. 2008. Вып. 558. С. 152–161.

3. *Пустовалов К.Н., Нагорский П.М.* Основные типы вариаций электрического поля при прохождении кучево-дождевых облаков различного генезиса // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29. № 8. С. 647–653.

4. *Bennett A.J, Harrison R.G.* Atmospheric electricity in different weather conditions //Weather. 2007. Vol. 62. P. 277–283.

А.А.Свинарчук,
кандидат технических наук;
А.С. Тимощук
кандидат технических наук;
ВКА им.А.Ф. Можайского, г.Санкт-Петербург

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АДАПТИВНЫХ ВЫСОКОЛОКАЛИЗИРОВАННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ ПРИ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ ОБЕСПЕЧЕНИИ ВС РФ

Рассматривается вариант построения программного комплекса гидрометеорологической системы адаптивных высоколокализированных прогнозов погоды для решения задач Министерства Обороны. Приведены существующие аналоги таких прогностических систем в США и России. Показан принцип их работы. Дана оценка качества прогноза температуры воздуха на 24 часа, сделанного различными метеорологическими информационными системами. На основании полученных результатов предложена структура программного комплекса, позволяющего рассчитывать высоколокализированные прогнозы погоды при гидрометеорологическом обеспечении Вооруженных Сил Российской Федерации.

Ключевые слова: высоколокализированные прогнозы погоды, метеомоделирование, модель WRF, гидрометеорологическое обеспечение.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время приобретают особую популярность высоколокализированные или как их еще называют гиперлокальные прогнозы погоды. К высоколокализированным гидрометеорологическим прогнозами погоды относят прогнозы погоды или экстремальных метеорологических величин на площадях в нескольких километрах, а то и сотнях метрах на блажащие 24 или 48 часов. Использование высоколокализированных прогнозов при гидрометеорологическом обеспечении ВС РФ позволит, повысить качество и эффективность проводимых боевых операций.

ВЫСОКОЛОКАЛИЗИРОВАННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ В США

В декабре 2016 г. компания IBM создала систему «гиперлокального» прогнозирования погоды Deep Thunder. Особенностью работы данной системы является то, что она фокусируется только на краткосрочных прогнозах погоды, пытаясь спрогнозировать наводнения, снегопады, опасные явления погоды, а так же последствия этих явлений для страны во временном горизонте 84 часа. Данные в Deep Thunder поступают из NWS (National Weather Service) и NOAA (National Oceanic and Atmospheric Administration), которые, в свою очередь, собирает их с сенсоров на земле, в воздухе и из космоса, складывая данные в математическую модель. На выходе Deep Thunder представляет пользователю прогноз погоды в виде трехмерной картографической сетки, двигающейся в будущем времени. Система Deep Thunder помогла предупредить коммунальные службы города Нью-Йорка в январе, какие из автотрасс буду засыпаны снегом, где прогнозируется налипание мокрого снега на провода электропередач, какой аэропорт города могут закрыть из-за сильного ветра. Точность прогнозов в этом случае составила 90%.

ВЫСОКОЛОКАЛИЗИРОВАННЫЕ ПРОГНОЗЫ ПОГОДЫ В РОССИИ

В России также созданы аналоги американской системы высоколокализированных прогнозов. Наиболее известная из них - технология Яндекс Meteum. Meteum - технология построения гиперлокального прогноза погоды, основанного на машинном обучении и метеомоделировании. Суть ее состоит в следующем, данные от систем метеонаблюдений (наземных, морских), метеоспутников, прогнозов погоды, сделанные американской компанией Foreca, архивных данных, попадают в блок прогнозирования, основу которого составляют модели WRF и GFS [1].

Поскольку точность решения дифференциальных уравнений в этих моделях во многом зависит от точности задания начальных условий, все данные наблюдений используются для составления максимально точного поля атмосферных параметров. Для совмещения расчетов модели и разрозненных экспериментальных данных существует технология ассимиляции

данных, унаследовавшая проработанный математический аппарат из теории управления и вариационного исчисления. Таким образом, помимо численных моделей, в прогнозе погоды участвуют данные синхронных наблюдений с орбиты и наземных станций. Система расчетных областей численной модели спроектирована таким образом, чтобы покрывать территорию России прогнозами двух типов – на сетке с грубым разрешением (6 на 6 км) и на сетке с мелким разрешением (2 на 2 км). Эти сетки вложены друг в друга и взаимодействуют, передавая между собой данные о граничных и начальных условиях.

Для выявления закономерностей и взаимосвязей между прогнозами моделей и реальной метеорологической обстановкой, Яндекс использует известный алгоритм машинного обучения Матрикснет. Матрикснет принимает на вход специальным образом переработанные архивы прогнозов погоды и сопоставляет их с данными о реальной метеорологической обстановке. В результате таких сопоставлений получается формула корректировки прогноза, которая, в зависимости от метеорологической ситуации, составляет оптимальную комбинацию прогнозов из данных моделей, предоставленных нашими поставщиками.

Прогноз погоды рассчитывается каждый раз, когда пользователь обращается к сервису. Это продиктовано не только желанием отдавать самый точный актуальный прогноз погоды специально для координат пользователя, но еще и технической необходимостью. Дело в том, что объем данных о погоде с высоким разрешением настолько велик, что предрасчет такого прогноза над территорией всей нашей страны займет несколько часов, и ни одна база данных не сможет ответить на такие запросы за приемлемое время. Дневной объем поступающих в хранилище прогнозов составляет более 10 Тб. Прогноз погоды на 48 часов с заданным уровнем детализации для Московской области даже на кластерах Яндекса занимает около 6 часов.

ОЦЕНКА КАЧЕСТВА ПРОГНОЗОВ ТЕМПЕРАТУРЫ РАЗЛИЧНЫМИ ИНФОРМАЦИОННЫМИ СИСТЕМАМИ

Для оценки качества прогнозов погоды, представленными различными информационными системами, были обработаны данные прогноза приземной температуры воздуха, полученные независимыми информационными системами (ООО «НПЦ «Мэп Мейкер», ФБГУ «Северо-Западное управление по гидрометеорологии и мониторингу окружающей среды» и Яндекс «Meteum») на 24 часа. Эти данные сравнивались с реальными значением температуры воздуха измеренные в п.Усть-Ижора с помощью прибора измерителя-регулятора температуры ИРТ-4/2 фирмы "ГК "КИПКомплект". Этот прибор имеет следующие характеристики: класс точности измерителя-регулятора 0.1^0 С, диапазон измерений: от -60 до 450°С. Всего было собрано более 120 измерений температуры воздуха за март-апрель месяц 2018 г. Температура воздуха измерялась ежедневно в 0 часов, 6 часов, 12 часов, и 18 часов. Полученные данные были обработаны с использованием программы «Statistika 10» [2]. Результат оценки качества прогноза температуры воздуха на 24 часа, сделанного с помощью разных информационных систем, представлен в (табл.1).

Таблица 1

Оценка качества прогноза температуры воздуха на 24 часа

№ п/п	Информационная система	Средняя квадратическая ошибка, σ	Средняя квадратическая относительная ошибка, ε
1	ООО «НПЦ «Мэп Мейкер»	4,12	0,86
2	ФБГУ «СЗУГМОС»	2,64	0,78
3	Яндекс «Meteum»	0,98	0,61

Анализ приведенной таблицы позволяет утверждать, что наиболее точный прогнозы выдала система Яндекс «Meteum», так как она учитывает особенности местности и городской застройки при прогнозе.

МОДЕЛЬ ПОСТРОЕНИЯ СИСТЕМЫ РАСЧЕТА АДАПТИВНЫХ ВЫСОКОЛОКАЛИЗИРОВАННЫХ ПРОГНОЗОВ ПОГОДЫ В ЗАДАЧАХ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ ОБЕСПЕЧЕНИЯ ВС РФ

Таким образом, создание системы расчета высоколокализированных прогнозов погоды для нужд ВС РФ становится все более актуальным. Существующая система Яндекс «Meteum» не совсем подходит для нужд Министерства Обороны, так как часть информации в нее поступает с зарубежных серверов, к тому же в будущем прогнозы Яндекс «Meteum» станут платными. Поэтому, необходимо разработать и построить собственную аналогичную систему для создания высколоколокализированных прогнозов при Министерстве Обороны. В основу этой системы можно положить проверенную модель WRF, адаптировав ее под нужды ВС РФ. Кроме модели WRF возможно использовать совместно и другие модели, позволяющие настраивать параметризацию и использующие различные варианты боковых граничных условий для моделирования. Систему расчетных областей численной модели нужно спроектировать таким образом, чтобы покрывать территорию России прогнозами двух типов – на сетке с грубым разрешением (4 на 4 км) и на сетке с мелким разрешением (1 на 1 км). Для увеличения точности гидрометеорологических прогнозов, необходимо оснастить будущую систему адаптивным блоком, который позволит входные данные для расчетных моделей адаптировать к текущим задачам и условиям. Архив прогнозов погоды позволит сглаживать ошибки расчетов для конкретной местности. Основной программный блок системы может быть спроектирован на основе алгоритмов машинного обучения и теории управления с элементами вариационного анализа. Примерная структурная схема будущей системы представлена на (рис.1).

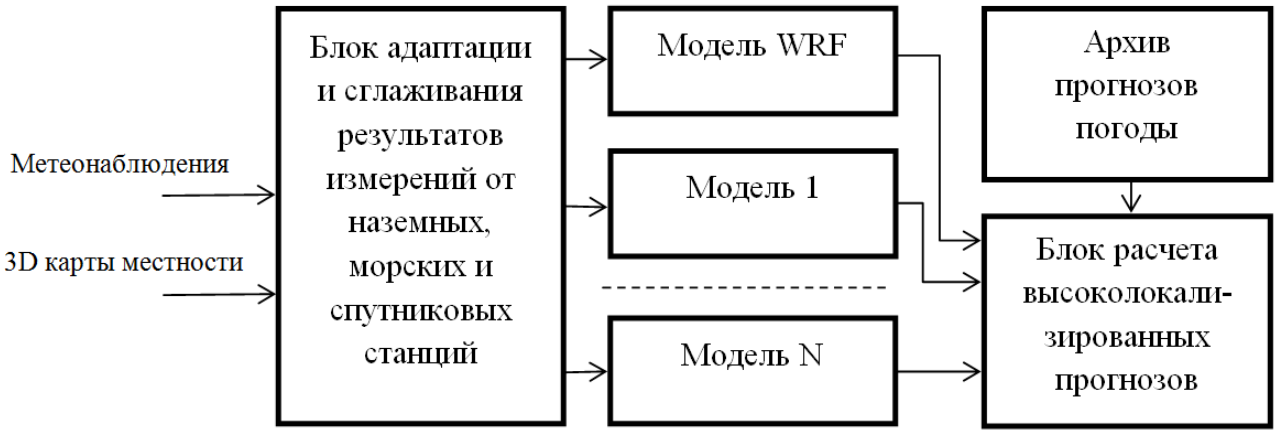


Рис. 1. Структурная схема системы расчёта высоколокализированных прогнозов погоды

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Дан краткий обзор существующих систем высоколокализированных прогнозов погоды в России и за рубежом. Показано, что в своей основе этих систем лежит модель WRF-ARW, которая является численной негидростатической моделью атмосферы.
2. Дан сравнительный анализ существующих информационных прогностических систем, наибольше качество прогноза приземной температуры воздуха дает технология Яндекс «Meteum».
3. Предложена структурная схема системы расчета высоколокализированных прогнозов погоды при гидрометеорологическом обеспечении ВС РФ.

Список используемых источников

1. Прогнозы погоды на месяц: состояние и перспективы / *В.М. Хан, Р.М. Вильфанд, В.П. Садоков, В.А. Тищенко* // 80 лет Гидрометцентру России. 1939 - 2010. – 2010. – С.235-246.
2. Анализ и прогноз полей метеорологических величин и явлений / Сборник научных трудов. Л.: изд. ЛПИ, 1986. – Вып. 92. – С. 155.

В.Н. Стасенко*,
доктор физико-математических наук;
А.В. Шаповалов**,
доктор физико-математических наук
* НИЦ «Планета»
** Высокогорный геофизический институт

ОРГАНИЗАЦИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕЗОМАСШТАБНЫХ КОНВЕКТИВНЫХ СИСТЕМ НАД ЕТР

В рамках развития распределенной системы оперативных геофизических наблюдений над территорией РФ [1] в НИУ Росгидромета создаются и модернизируются сети радиолокационных, грозорегистрационных и других дистанционных наблюдений, а также совершенствуется численное моделирование для эффективного усвоения, обработки и тематической интерпретации данных ДЗА. Из центров геофизического мониторинга данные поступают в Оперативный геофизический центр Росгидромета (на базе НИЦ «Планета») в опытном режиме для комплексной обработки и представления обобщенной, аналитической и экстренной информации потребителям.

Развитая сеть наблюдений за погодой над ЕТР позволяет совершенствовать методы интегрированной обработки данных об облачной атмосфере и опасных явлениях погоды (ОЯ). Меридионально ориентированные сети ДМРЛ, грозорегистрации (типа LS 8000), ионозондов (типа «Парус-5») и других видов цифрового гидрометеорологического и геофизического оборудования протяженностью более 2000 км, группировка орбитальных и геостационарных космических аппаратов (КА), численные модели облаков и атмосферных процессов – дают возможность организовать здесь уникальный наблюдательный кластер и реализовать программы исследований ОЯ, связанных с мощными конвективными облаками (МКО). Объектами наблюдений будут как отдельные облака, мезомасштабные конвективные системы (МКС), так и атмосферные фронты в целом. При этом впервые может быть выполнено координированное изучение физических, динамических и электрических характеристик атлантических циклонов, вторгающихся на ЕТР с северо-западных направлений («ныряющие» циклоны), и движущихся с юга и юго-востока средиземноморских циклонов.

Система мониторинга МКС должна обеспечивать однородное поле наблюдений с одинаковыми точностью и вероятностью обнаружения ОЯ, а также многослойное и мультимасштабное усвоение и обработку данных. В НИЦ «Планета» и ВГИ для этих целей созданы информационно - аналитические центры для обработки геофизической информации с помощью ГИС-технологий.

ПРОРАБОТКА НАУЧНО – МЕТОДИЧЕСКИХ И ТЕХНИЧЕСКИХ ВОПРОСОВ

1. Мезомасштабные наблюдения дают уникальную информацию об особенностях эволюции МКС. Получение объединенной карты данных ДЗА значительно улучшает распознавание атмосферных объектов, выходящих за пределы поля обзора отдельных МРЛ. Так 4-5 августа 2016 года в результате выноса воздушных масс с Черного моря и взаимодействия с рельефом Северо - Кавказского региона наблюдалось последовательное развитие серии МКС диаметром 200 и более км и сложной траекторией движения. Под единым для всего МКС и симметричным куполом высотой до 16-18 км в течение 1,5-2 часов развивались более десятка суперячеек диаметром 15-20 км. Движение суперячеек под куполом не было хаотичным, они перемещались в виде линии над морем и формировали замкнутую почти кольцевую структуру над сушей,

демонстрируя при этом вращательное движение вокруг общего центра циркуляции. Более подробный анализ данных наблюдений и численного моделирования даст уточненное описание указанных явлений и процессов. Кроме того зафиксированные на Северном Кавказе вращающиеся суперячейки показали определенное сходство с такими же облаками в США, порождающими торнадо [5]. Очевидно, что комплексные наблюдения в мезомасштабе позволяют устанавливать новые диагностические и прогностические признаки ОЯ.

Вместе с тем, в обработке информации разных средств ДЗА (МРЛ, КА различного назначения, ГРС) имеет место проблема, связанная с отличающимся у этих датчиков пространственно - временным масштабом съема данных. Она может быть преодолена при использовании численного моделирования (ЧМ), способного обрабатывать эти данные (подбирать аппроксимирующие функции) и переходить к единым отсчетам во времени и пространстве. Применение ЧМ будет способствовать не только повышению достоверности прогнозирования ОЯП, но и оценке степени их опасности (предполагаемого ущерба).

Эффективность ЧМ для этих целей может быть повышена за счет реализации параллельного расчета следующих параметров: радиолокационной отражаемости облаков на длинах волн МРЛ (X, C и S диапазоны), пространственного распределения суммарного объемного заряда, напряженности электростатического поля в облаках и др. На рис. 1 приведены построенные по данным наблюдений (левый и центральный столбцы фигур) и ЧМ (правый столбец) [3] трехмерные радиолокационные картины облаков. Они уже на данном этапе развития модели достаточно хорошо согласуются с наблюдениями МРЛ. Но, из-за того, что модель пока не учитывает

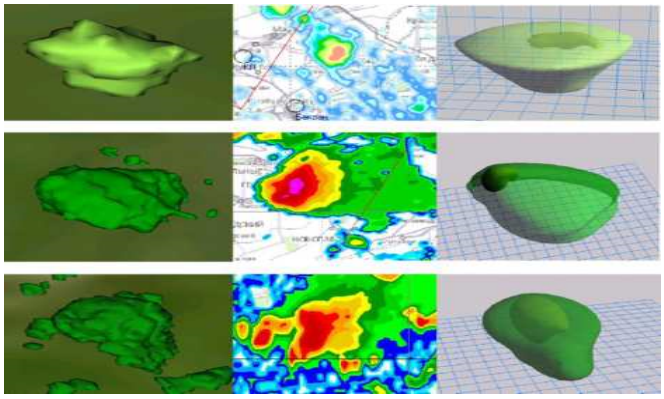


Рис.1. Сравнение радиолокационной трехмерной структуры грозоградовых облаков по данным наблюдений МРЛ (слева) и по данным моделирования (справа), в центре представлены горизонтальные сечения облака на уровне осадков

неоднородности термодинамических параметров, имеющих место в реальной атмосфере, поля термодинамических, микроструктурных и радиолокационных параметров модельного облака в определенной мере сглажены. Однако 3-х мерная визуализация параметров конвективных облаков позволяет интерпретировать численные данные в естественном виде, совпадающем с фактическими (объемными) данными ДМРЛ и ГРС, а это значительно сокращает время на анализ данных и принятие решений.

Цифровой характер информации позволяет изучать 3-х мерное распределение областей с разной отражаемостью (фазовым составом, интенсивностью осадков), интенсивной электризацией, местами зарождения молний разного типа. Устанавливать местоположение в МКО электроактивных зон (ЭАЗ), оценивать эффективность (производительность) грозового генератора и осуществлять регулирование грозовой активности методами АВ путем введения соответствующих реагентов. На рис. 2 приведена карта Z max облака на подстилающей

поверхности с проекциями внутриоблачных молний красного цвета и изоповерхностью радиолокационной отражаемости 70 dBZ (градовая колонна) пурпурного цвета.

Результаты расчетов на основе трехмерной модели ВГИ с детальным учетом гидротермодинамических, микрофизических и электрических процессов показывают, что эти процессы в конвективных облаках оказывают взаимное влияние друг на друга. Существенной особенностью такого взаимодействия является нелинейность, она носит сложный характер и играет важную роль в формировании микроструктурных параметров облаков.

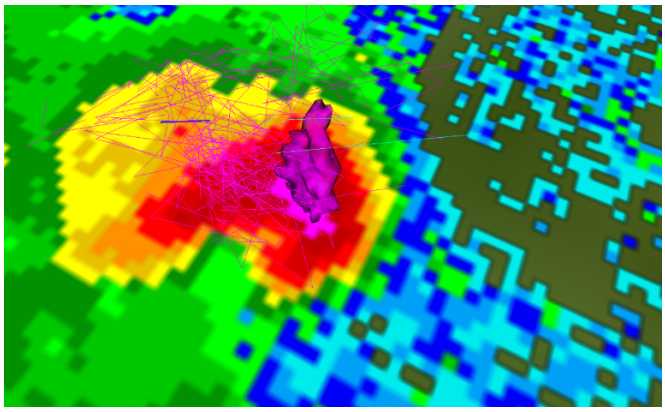


Рис. 2. Карта Z max облака на подстилающей поверхности, совмещенная с внутриоблачными разрядами (красного цвета) и градовой колонной (пурпурного цвета)

В частности, динамические процессы оказывают значительное влияние на формирование полей термодинамических параметров в облаке, которые, в свою очередь, определяют ход микрофизических процессов и характер роста частиц осадков.

Для оценки влияния электрических полей и зарядов на динамику облака были проведены численные эксперименты с учетом электрической коагуляции облачных частиц и без неё. Сравнение времени образования осадков в этих случаях показало, что за счет электрической коагуляции время роста частиц осадков в МКО существенно сокращается (на 20-30 %) [2]. Данные выводы открывают перспективу в моделировании условий взрывной конвекции.

С помощью такой модели исследователи также могут получать часто недостающий набор динамических, гидротермодинамических и микроструктурных параметров в любой точке облака и окружающего его пространства для интерпретации результатов различных видов наблюдений. А для верификации данных ЧМ грозоградовых облаков предполагается использовать информацию доплеровских метеорологических радиолокаторов с поляризационной селекцией сигналов и грозорегистрационных сетей (например, LS 8000, установленной в Северо – Кавказском регионе).

2. Ключевое значение в исследованиях имеют наблюдения за полной молниевой активностью (ПМА) облаков - суммой внутриоблачных, межоблачных и наземных молний с детализацией времени и места появления, типа и полярности молний, количества повторных разрядов во вспышках молний, пиковых значений токов и др. Очевидно, что грозовые явления в облаке свидетельствуют о его существенной микрофизической перестройке и, в силу определенных причинно - следственных связей, предшествуют граду, шквалам, смерчам, т.е. они фактически являются индикаторами степени опасности облака. Однако они имеют и прогностическое значение, поскольку электроактивные зоны облака – области формирования электрических зарядов, достаточных для возникновения молний – являются результатом мощной конвекции и детализированная их пространственно - временная привязка с помощью радиолокационных (рис.3) и грозорегистрационных средств будет способствовать оценке степени опасности МКО и вероятного ущерба. Микрофизические, динамические и электрические свойства таких зон

представляют первостепенное значение как для оценки энергетического баланса облака в целом, так и регулирования грозовой активности методами АВ [4].

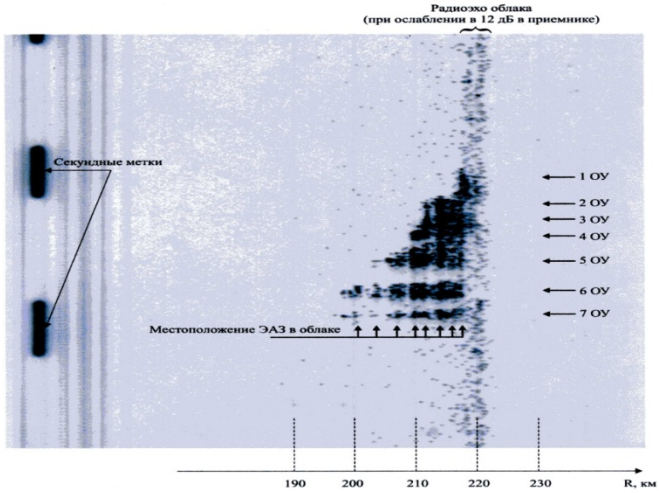


Рис. 3. Местоположение ЭАЗ в облаке, иллюстрируемое вспышкой молнии продолжительностью около 1 с и состоящей из 7 возвратных ударов по данным МРЛ-5

Сравнительный анализ данных наземных и космических средств ДЗА и численного моделирования позволит оценить:

- закономерности эволюции облаков, осадков и ОЯ по мере их продвижения с северо-запада ЕТР на юг и юго-восток и наоборот. При этом анализ данных ДЗА с переменным пространственно-временным масштабом позволит изучать как локальные циркуляции, так и оценивать степень опасности явлений и процессов в мезомасштабе;
- электродинамическое взаимодействие МКО, МКС, атмосферных фронтов в целом с ионосферой (в рамках глобальной электрической цепи), в том числе с измерением токовых характеристик зон грозовой активности в Московском и Северо – Кавказском регионах.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Создана и проходит опытные испытания трехмерная нестационарная численная модель конвективного облака с детальным описанием термогидродинамических, микрофизических и электрических процессов. Проверка модели проводится на основе тестовых расчетов отражаемости и сравнений с данными наблюдений ДМРЛ, измерений характеристик полной молниевой активности и др. Результаты показали удовлетворительное качество воспроизведения радиолокационных характеристик МКО, а информация о пространственно- временном масштабе ПМА в сопоставлении с местоположением и временем зарождения градовых частиц, зон максимальных осадков позволит своевременно оценивать степень опасности облака.

2. Проводится научно - методическая и техническая проработка вопросов организации над ЕТР геофизического наблюдательного кластера и реализации комплексной программы изучения опасных явлений, связанных с мощной конвективной облачностью, в реальном масштабе времени.

Список используемых источников

1. *В.В. Асмус, А.И. Бедрицкий, В.Н. Стасенко и др.* Развитие в Росгидромете космической подсистемы наблюдений и системы геофизического мониторинга // Метеорология и гидрология. - 2017, № 7. - С. 35-49.

2. *Кулиев Д.Д., Шаповалов А.В.* Исследование процессов образования электрического заряда в облаках на основе математического моделирования // Труды VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству. - Санкт-Петербург. - 2012. - С. 152-153.

3. *Ашабоков Б.А., Кулиев Д.Д., Продан К.А., и др.* Некоторые результаты численного исследования формирования термодинамических, микроструктурных и электрических характеристик конвективных облаков // Труды VII Всероссийской конференции по атмосферному электричеству. - Санкт-Петербург.- 2012. - С. 31-32.

4. *Стасенко В.Н.* Радиолокационное исследование электроактивных зон в конвективных облаках // Метеорология и гидрология. – 2006, № 1. - С. 34-40.

5. *Wurman J.* Tornado prediction. Twist in the Tale // Meteorological Technology International. - August 2013. - P. 18-22.

И.А. Статная;
Т.С. Ермакова,
кандидат физ.-мат. наук, доцент;
О.Г. Анискина,
кандидат физ.-мат. наук, доцент;
М.А. Моцаков;
кандидат физ.-мат. наук;
А.И. Погорельцев,
доктор физ.-мат. наук, профессор
РГГМУ, Санкт-Петербург

ВЛИЯНИЕ ЭНЮК НА ВНЕТРОПИЧЕСКУЮ СРЕДНЮЮ АТМОСФЕРУ

ВВЕДЕНИЕ

В результате тропической конвекции в низкоширотной тропосфере происходит интенсивное выпадение осадков и нагрев атмосферы в результате выделения скрытого тепла. Пространственные и временные вариации выделения скрытой теплоты возбуждают волны планетарного масштаба и тепловые приливы, которые при распространении и диссипации влияют на глобальную циркуляцию на больших высотах. Другим крупным атмосферным явлением в тропической тропосфере является Эль-Ниньо южное колебание (ЭНЮК). ЭНЮК хорошо известен как важный предиктор климатических аномалий, глобальное влияние которых наблюдается не только в тропиках, но также и во внетропических широтах посредством дальних корреляционных связей. Стратосферные процессы играют важную роль в этих связях. В частности, в данных наблюдений были обнаружены явные следы ЭНЮК в северной внетропической стратосфере [1], что было также воспроизведено в результате через моделирование [2]. Однако изменения в генерации стационарных планетных волн (СПВ) в результате выделения скрытой теплоты, зависящей от фазы ЭНЮК, и вклада этого нагрева в зонально усредненный тепловой баланс тропосферы, не были рассмотрены явно в исследованиях. СПВ, сгенерированные в тропосфере, распространяются в стратосферу, где они рассеиваются или становятся нелинейно насыщенными [3] и, таким образом, влияют на циркуляцию в стратосфере, отдавая свой импульс и энергию среднему потоку. Если фазовая скорость волновых гармоник приближается к среднему зональному ветру, направление распространения волны изменяется из-за преломления и отражения. Отраженные волны накладываются на первоначальные гармоники, что может приводить к изменениям среднего зонального потока в тропосфере. Слабые западные ветры благоприятствуют вертикальному распространению СПВ. К ключевым параметрам, контролирующим вертикальное распространение волны, следует также добавить вертикальный сдвиг частоты Брента-Вяйсяля. Наконец, вертикальные сдвиги среднего зонального ветра могут препятствовать или усиливать распространение планетарной волны.

Глобальные распределения интенсивности выпадения осадков в условиях Ла-Нинья и Эль-Нинья существенно различаются [4]. Скрытое выделение теплоты может влиять на СПВ на высотах стратосферы двумя способами: явно путем дополнительного теплового форсинга в тропосфере и неявно путем изменения среднего зонального потока, распределение которого определяет условия распространения СПВ. Целью настоящего исследования является разработка новой параметризации скорости нагрева атмосферы, вызванной выделением скрытой теплоты, которая учитывает суточные и долготные изменения, а также учет зависимости этого нагрева от фазы ЭНЮК. Эта параметризация была внедрена в Модель Средней и Верхней Атмосферы (МСВА) [5], а также было выполнено ансамблевое моделирование, соответствующее условиям Эль-Ниньо и Ла-Нинья и учитывающее различия в генерации СПВ на нижней границе.

СКОРОСТИ НАГРЕВА И НИЖНИЕ ГРАНИЧНЫЕ УСЛОВИЯ

Для оценки нагрева при выделении скрытого тепла были использованы данные конвективных осадков Modern-Era Retrospective Analysis for Research and Applications (MERRA).

Распределение долготно-широтных среднемесячных (для января) композитов геопотенциальной высоты и температуры в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья были рассчитаны по данным JRA-55 на уровне 1000 гПа (нижняя граница МСВА).

Существует множество различных индексов, которые описывают ЭНЮК, например, NINO 3, NINO 3.4, Oceanic Niño Index (ONI), Southern Oscillation Index (SOI), Multivariate ENSO Index (MEI) и т. д. В настоящем исследовании используется индекс MEI. Используя таблицу доступных значений MEI [http://www.esrl.noaa.gov/psd/enso/mei/table.html] были выбраны январи 1983, 1992, 1998, 2003, 2010 и 1989, 1999 , 2000, 2008, 2011 гг., которые соответствуют условиям Эль-Ниньо и Ла-Ниньо, соответственно. Композиты для выделения скрытой теплоты и нижние граничные условия для января этих лет были подготовлены с использованием данных MERRA и данные японского 55-летнего реанализа (JRA-55), соответственно.

В условиях Ла-Нинья максимум нагрева распространяется и в Северное полушарие. Дополнительный нагрев в экваториальной области приводит к увеличению широтного градиента температуры в средних широтах, что вызывает усиление струйных потоков в тропосфере. Это усиление, в свою очередь, влияет на эффективность распространения СПВ в стратосферу. В течение нескольких дней взаимодействие волн и среднего потока, происходящие во время увеличения амплитуды СПВ, приводит к ослаблению полярного вихря, что может инициировать внезапное стратосферное потепление (ВСП). Таким образом, необходимо проанализировать вклад скрытого нагрева в генерацию этих волн.

Было проведено несколько модельных расчетов с помощью МСВА для исследования сигнала ЭНЮК в средней атмосфере. Каждый из двух ансамблей состоит из 10 членов для условий Эль-Ниньо и Ла-Нинья. Метод задания разных членов ансамбля был таким же, как описано в статье Погорельцева и др. [6]. Следует отметить, что в обновленную версию МСВА было включено трехмерное климатическое распределение озона и новая параметризация нормальных атмосферных мод [7; 8].

ЭФФЕКТЫ ЭНЮК ВО ВНЕТРОПИЧЕСКИХ ШИРОТАХ СЕВЕРНОГО ПОЛУШАРИЯ

Полученные результаты представлены на рисунке 1. Чтобы обеспечить лучшую статистику, все композиты были рассчитаны для полей, усредненных за два зимних месяца (январь-февраль). Линии на левых панелях этого рисунка показывают композиты среднего зонального ветра, температуры (рис. 1a и 1d), амплитуды СПВ1 и СПВ2 в геопотенциальной высоте (рис. 1g и 1j), моделируемые с помощью МСВА в условиях Ла-Нинья. Затененные области на этих панелях обозначают стандартные отклонения, которые были определены во время усреднения ансамбля из 10 членов. Панели в среднем столбце на рис. 1 показывают композитные различия в среднем зональном ветре, температуре (рис. 1b и 1e), амплитудах СПВ1 и СПВ2 (рис. 1h и 1k) между Эль-Ниньо и Ла-Нинья, полученными с помощью МСВА. Правые панели на рисунке 1 представляют результаты, полученные с использованием данных MERRA для выбранных лет. Затененные области на средней и правой панелях представляют статистическую значимость различий. Сравнение результатов моделирования показывает, что стратосферный полярный вихрь имеет тенденцию ослабевать, а полярная область в нижней стратосфере теплее в условиях Эль-Ниньо. Композиты амплитуды СПВ1 меньше в высоких и средних широтах в нижней стратосфере и сильнее в верхней стратосфере в условиях Ла-Нинья. СПВ2 ведет себя противоположным образом и имеет большие амплитуды на уровне стратосферы. Результаты моделирования хорошо согласуются с наблюдаемыми различиями среднего зонального ветра, температуры и амплитуд СПВ по данным реанализа MERRA. Эти различия, очевидно, зависят от изменений в условиях генерации СПВ, связанных с вызванными ЭНЮК различиями в распределении скрытого нагрева.

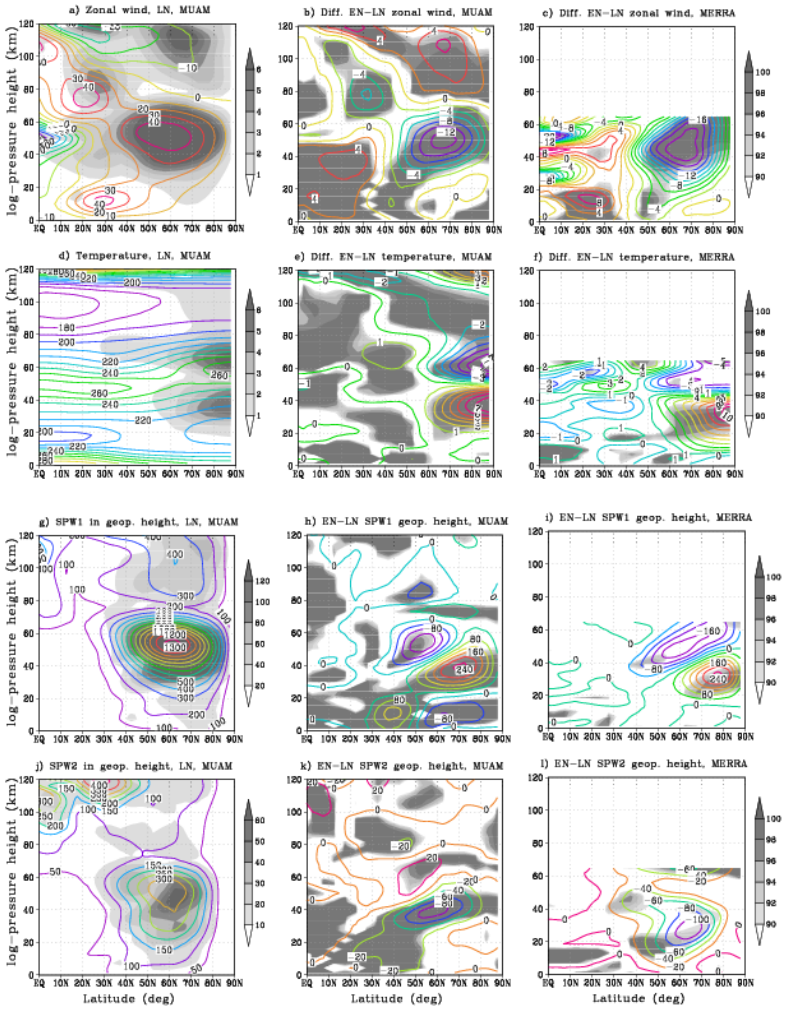


Рис. 1. Композиты среднего зонального ветра (a), температуры (d), амплитуды СПВ1 (g) и СПВ2 (j) в геопотенциальной высоте, моделируемые с помощью МСВА во время Ла-Нинья (цветные линии). Соответствующие различия (b, e, h, k) между ансамблями во время Эль-Ниньо и Ла-Нинья (цветные линии). Правые панели показывают те же различия, но рассчитываются с использованием данных MERRA (c, f, i, l). Затененные области на левых панелях показывают стандартные отклонения, полученные при усреднении ансамбля. Затененные области в средней и правой панелях обозначают статистическую значимость.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты моделирования с помощью МСВА и данных реанализа демонстрируют сходные проявления ЭНЮК в полях среднего зонального ветра, температуры и амплитуд СПВ1 и СПВ2. Полярный вихрь в стратосфере становится значительно слабее, а полярная область более теплая в условиях Эль-Ниньо. На высотах верхней стратосферы и мезосферы температурный эффект имеет противоположный знак. Композиты, полученные при моделировании с помощью МСВА, показывают, что средний зональный ветер в нижней термосфере в высоких и средних широтах сильнее во время Эль-Ниньо. Однако такая зависимость не может быть получена с помощью данных MERRA. Активность СПВ1 выше в стратосфере и слабее в средних широтах в районе максимума стратосферной струи в середине зимы во время Эль-Ниньо. Амплитуда СПВ2, полученная в результате моделирования и данных наблюдения, ведет себя противоположным образом: в стратосфере она больше во время Ла-Нинья. Полученные изменения амплитуд СПВ1 и СПВ2 при переходе от условий Ла-Нинья к Эль-Ниньо и наоборот могут влиять на эффективность взаимодействия стратосферы и тропосферы, а влияние стратосферных процессов на циркуляцию в тропосфере может проявляться в разных долготных областях.

В недавних исследованиях обсуждался вопрос о различии в частоте случаев ВСП в условиях Эль-Ниньо и Ла-Нинья [9]. Анализ данных MERRA, выполненный для лет с различными фазами ЭНЮК, и результатов моделирования с помощью МСВА, показывает, что развитие ВСП во время Эль-Ниньо и Ла-Нинья имеет различия. Основной нагрев полярной области во время Ла-Нинья находится в верхней стратосфере (высота около 40 км), и мажорные ВСП не могут быть идентифицированы в этом случае на основе анализа температуры и среднего зонального ветра на уровне 10 гП [10]. Для решения этой проблемы нейтральная фаза ЭНЮК рассматривается в качестве следующего шага, что позволит сделать вывод о том, какая фаза ЭНЮК (Эль-Ниньо или Ла-Нинья) влияет на внетропическую стратосферу более существенно.

Данная работа была выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 18-05-01050).

Список используемых источников

1. Free M., Seidel D. J. Observed El Niño–Southern Oscillation temperature signal in the stratosphere // J. Geophys. *Res*..- 2009.- №114, D23108, doi:10.1029/2009JD012420.

2. Manzini, E., Giorgetta, M. A., Esch, M., Kornblueh, L., Roeckner E.The influence of sea surface temperatures on the Northern winter stratosphere: Ensemble simulations with the MAECHAM5 model // J. Climate.-2006.- № 19, 3863–3881.

3. Giannitsis, C., Lindzen R. S. Nonlinear saturation of vertically propagating Rossby waves // J. Atmos. Sci.- 2009.- №66(4), 915–935.

4. Salby M. L. Physics of the Atmosphere and Climate, second edition, 2012, Cambridge University Press.

5. Pogoreltsev, A.I., Vlasov A.A., Fröhlich K., Jacobi Ch., Planetary waves in coupling the lower and upper atmosphere // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.- 2007.- №69, 2083–2101, doi:10.1016/j.jastp.2007.05.014.

6. Pogoreltsev A.I., Kanukhina A.Yu., Suvorova E.V. Savenkova E.N. (2009), Variability of Planetary Waves as a Signature of Possible Climatic Changes // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.-2009.- №71, 1529–1539, doi:10.1016/j.jastp.2009.05.011.

7. Суворова Е.В., Погорельцев А.И. Моделирование немигрирующих приливов в средней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия.- 2011.- Т. 51.- № 1. - С. 107-118.

8. Погорельцев А.И., Савенкова Е.Н., Перцев Н.Н. Внезапные стратосферные потепления: роль нормальных атмосферных мод // Геомагнетизм и аэрономия.- 2014.- Т. 54.- № 3.- С. 387–403.

9. Garfinkel, C. I., Butler A. H., Waugh D. W., Hurwitz M. M., Polvani L. M. Why might stratospheric sudden warmings occur with similar frequency in El Niño and La Niña winters? // J. Geophys. Res.-2012, №117, D19106, doi:10.1029/2012JD017777.

10. Pogoreltsev A.I., Savenkova E.N., Aniskina O.G., Ermakova T.S., Chen W., Wei K. Interannual and intraseasonal variability of stratospheric dynamics and stratosphere-troposphere coupling during northern winter // J. Atmos. Solar-Terr. Phys.- 2015, №136, Part B, 187–200, DOI: 10.1016/j.jastp.2015.08.008.

А.М. Стерин,
доктор физико-математических наук;
А.С. Лавров;
А.В. Хохлова,
кандидат физико-математических наук
Всероссийский научно-исследовательский институт гидрометеорологической информации – Мировой центр данных, г. Обнинск

ОЦЕНКИ ТЕКУЩИХ ИЗМЕНЕНИЙ КЛИМАТИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕМПЕРАТУРЫ И ВЕТРА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ

Приводятся и обсуждаются результаты оценки климатических характеристик температуры и ветра в свободной атмосфере, в том числе за 2017 г, полученные на основе глобального массива радиозондовых данных, собираемых во ВНИИГМИ-МЦД.

Ключевые слова: тропосфера, нижняя стратосфера, температура, ветер, климатический тренд, аномалия, ранг.

ВВЕДЕНИЕ

Результаты мониторинга климата освещаются во многих регулярных публикациях, как международных, так и в отечественных и зарубежных [1,3]. Наибольшее внимание при этом уделяется характеристикам приземного климата (температуре, суммам осадков, характеристикам снежного покрова).

Между тем, свободная атмосфера (тропосфера и нижняя стратосфера) является не менее важной частью климатической системы, отражающей происходящие в климатической системе процессы различных масштабов [6]. Мониторинг климата свободной атмосферы представляет отдельную актуальную задачу. В выпускаемых Росгидрометом ежегодных Докладах об особенностях климата предусмотрены разделы, содержащие оценки текущих климатических характеристик температуры и ветра в свободной атмосфере. Подготовка материалов и написание этих разделов осуществляется в ФГБУ «ВНИИГМИ-МЦД», где на протяжении ряда лет осуществляется мониторинг состояния и изменения климатических характеристик [2,5].

Для мониторинга используется формируемый во ВНИИГМИ-МЦД глобальный массив радиозондовых наблюдений АЭРОСТАС, регулярно пополняемый текущими данными, сбор которых во ВНИИГМИ-МЦД осуществляется с каналов связи [4]. В массив включены данные начиная с 1978 года, ранее собиравшиеся с каналов связи в Среднеазиатском региональном вычислительном центре (г. Ташкент). Методики обработки и обобщения данных радиозондирования достаточно полно изложены в [2]. В настоящей работе для Северного полушария и отдельных его широтных зон приведены и обсуждены особенности температурного режима в тропосфере и нижней стратосфере в 2017 году, оценки трендов температуры в свободной атмосфере. Для ветрового режима над территорией РФ приведены оценки аномалий для 2017 года в целом и для отдельных его сезонов.

ТЕМПЕРАТУРНЫЙ РЕЖИМ В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ В 2017 ГОДУ.

В качестве норм при оценке особенностей температурного режима на конкретных станциях использовались соответствующие характеристики температуры для этой станции, осредненные за период 1981-2010 гг. Такой выбор периода вычисления норм объясняется, во-первых, целесообразностью проводить в дальнейшем сопоставления с рядами аномалий температуры в свободной атмосфере, полученными на основе спутниковых наблюдений, начало которым было положено в 1979 году. Результаты оценки аномалий температуры тропосферы и нижней стратосферы в 2017 году относительно норм 1981-2010 гг. приведены в Табл.1. Здесь ΔT_{2017} - величина аномалии в градусах Цельсия, R (-R) – ранг (обратный ранг - для тропосферы) в рядах, упорядоченных по возрастанию значений соответствующих аномалий за период 1958-2017 гг. Исследуемый год в целом и все его сезоны с точки зрения аномалий температуры тропосферы Северного полушария входили в пятерку самых теплых лет, а для аномалий температуры нижней

стратосферы – в пятерку самых холодных лет. Более того, зима 2016-2017 гг и год 2017 в целом оказались рекордно холодными для нижней стратосферы.

Таблица 1.

Аномалии температуры в тропосфере и нижней стратосфере в 2017 году

СЕЗОН	0-30 С.Ш.		30-60 С.Ш.		60-90 С.Ш.		Северное полушарие	
ТРОПОСФЕРА, 850-300 гПа								
	ΔT_{2017}	-R	ΔT_{2017}	-R	ΔT_{2017}	-R	ΔT_{2017}	-R
ЗИМА	0,71	2	0,70	4	0,32	14	0,68	2
ВЕСНА	0,27	11	0,59	5	-0,03	28	0,44	5
ЛЕТО	0,37	3	0,56	5	0,27	18	0,48	3
ОСЕНЬ	0,79	1	0,47	7	0,41	11	0,57	2
ГОД	0,50	3	0,54	3	0,37	11	0,52	3
НИЖНЯЯ СТРАТОСФЕРА, 100–50 гПа								
	ΔT_{2017}	R	ΔT_{2017}	R	ΔT_{2017}	R	ΔT_{2017}	R
ЗИМА	-2,29	1	-1,37	3	-0,42	24	-1,61	1
ВЕСНА	-1,33	3	-1,19	4	-0,73	11	-1,20	2
ЛЕТО	-1,11	5	-0,83	5	-0,92	1	-0,92	3
ОСЕНЬ	-1,83	3	-0,60	8	-0,38	9	-0,95	4
ГОД	-1,51	2	-0,99	1	-0,74	7	-1,14	1

Оценки линейного тренда температуры для рядов аномалий температуры в тропосфере и нижней стратосфере за период 1981-2017 приведены в Табл.2. Здесь b – значения сезонного или годового тренда, (ºС/10 лет), D – объясненная линейным трендом доля общей дисперсии ряда, в %. Жирным шрифтом выделены значения трендов, значимо отличные от нуля с вероятностью не менее 0,95. Приведенные на Рис.1 вертикально-широтные сечения сезонных аномалий температуры Северного полушария демонстрируют для стратосферы зимнего сезона 2016-2017 гг значительный очаг холода над низкими и значительный очаг тепла над высокими широтами, что в значительной мере объясняет результаты Таблицы 1.

Таблица 2.

Оценки линейного тренда температуры для рядов аномалий температуры

СЕЗОН	**0-30 С.Ш.**		**30-60 С.Ш.**		**60-90 С.Ш.**		**Северное полушарие**	
	b	***D***	***b***	***D***	***b***	***D***	***B***	***D***
ТРОПОСФЕРА, 850-300 гПа								
ЗИМА	**0,18**	**28**	0,11	7	**0,16**	**22**	**0,14**	**19**
ВЕСНА	0,09	10	**0,20**	**35**	**0,17**	**16**	**0,16**	**36**
ЛЕТО	0,06	8	**0,22**	**36**	**0,23**	**30**	**0,17**	**34**
ОСЕНЬ	**0,13**	**19**	**0,22**	**39**	**0,24**	**30**	**0,20**	**45**
ГОД	**0,12**	**23**	**0,19**	**44**	**0,20**	**39**	**0,17**	**44**
НИЖНЯЯ СТРАТОСФЕРА, 100–50 гПа								
ЗИМА	**-0,66**	**45**	**-0,33**	**19**	-0,08	0	**-0,41**	**38**
ВЕСНА	**-0,55**	**53**	**-0,38**	**38**	**-0,35**	**11**	**-0,43**	**55**
ЛЕТО	**-0,52**	**48**	**-0,37**	**42**	**-0,24**	**32**	**-0,40**	**49**
ОСЕНЬ	**-0,60**	**43**	**-0,35**	**47**	**-0,20**	**30**	**-0,41**	**53**
ГОД	**-0,58**	**64**	**-0,36**	**57**	**-0,23**	**17**	**-0,42**	**66**

Зима **Лето**

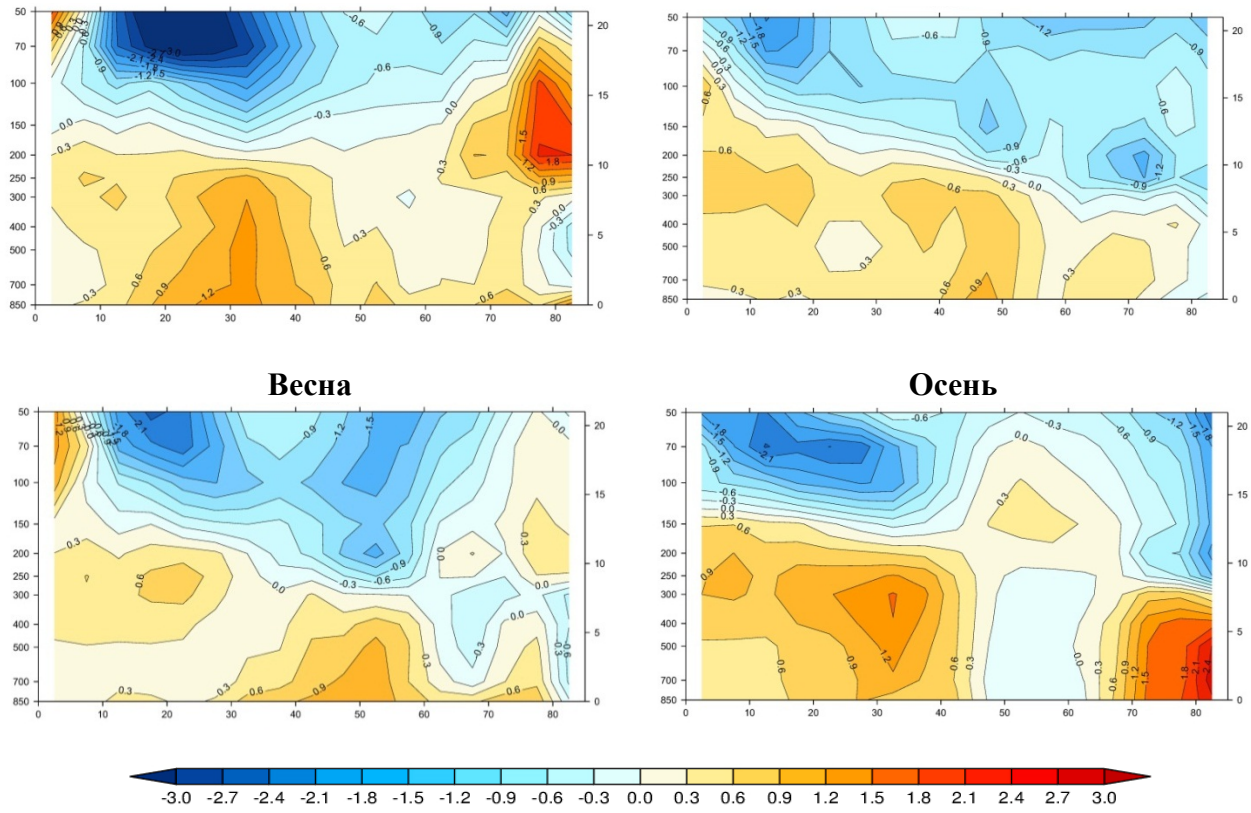


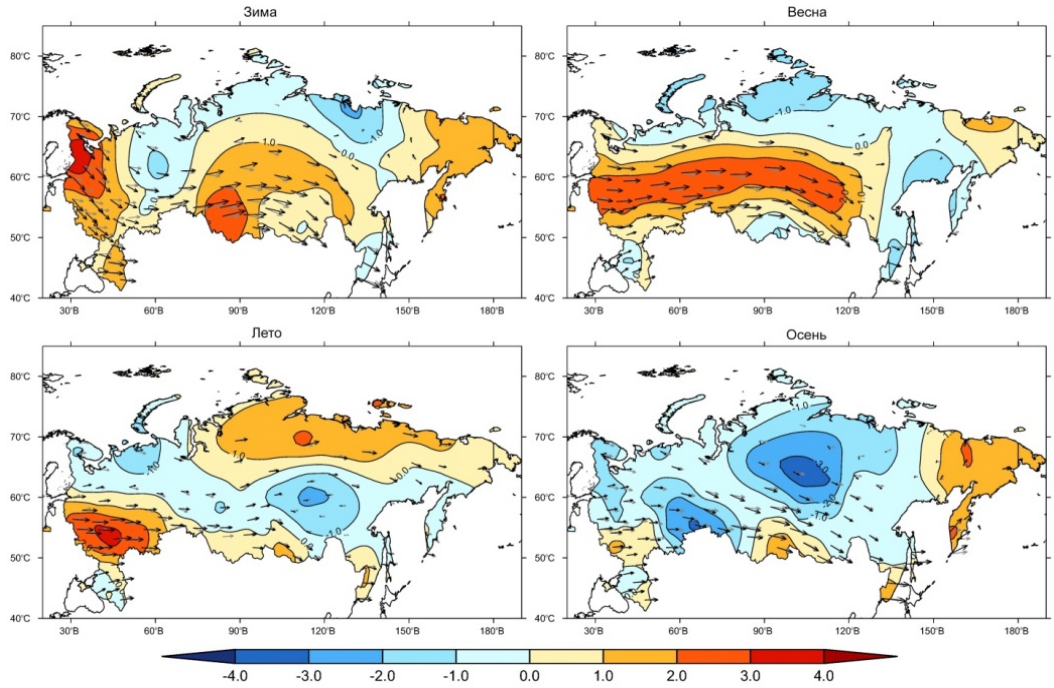
Рис. 1. Вертикально-широтная структура годовых аномалий температуры свободной атмосферы над Северным полушарием в отдельные сезоны в 2017 году. Горизонтальная ось – широты, левая вертикальная ось – давление на стандартных изобарических поверхностях, правая вертикальная ось – высоты над уровнем моря в км.

ОСОБЕННОСТИ РЕЖИМА ВЕТРА В СВОБОДНОЙ АТМОСФЕРЕ В 2017 Г.

Как следует из Рис. 2А, зимой 2017 года большие положительные аномалии скорости ветра в тропосфере наблюдались на северо-западе европейской части России, на юге Сибири и на востоке Дальнего Востока. Весной 2017 года в тропосфере большие аномалии скорости ветра (до 3 м/с) наблюдались в широтной зоне 50-65 с.ш., проходящей через европейскую часть России и Сибирь. Летом 2017 года положительные аномалии скорости ветра в тропосфере наблюдались на севере Сибири и Дальнего Востока (до 3 м/с), а на юго-западе европейской части России они достигали 4 м/с. Направление ветра соответствовало нормальному, но наблюдались значительные положительные аномалии зонального ветра на европейской части России. Осенью 2017 года отрицательные аномалии скорости ветра в тропосфере наблюдались над большей частью территории РФ. Наибольших значений они достигли в Сибири (до -4 м/с). значительные положительные аномалии (до 2 м/с) наблюдались только на востоке Дальнего Востока. Направление ветра в целом соответствовало нормальному, но практически над всей территорией наблюдались небольшие отрицательные аномалии зонального ветра.

Как следует из Рис.2Б, зимой 2016-2017 года на юге Сибири наблюдались в нижней стратосфере большие положительные аномалии скорости ветра (более 4 м/с), а на всей северной части России – большие отрицательные аномалии скорости ветра (до 4 м/с). Положительные аномалии наблюдались также на северо-западе европейской части России. Над европейской частью России наблюдалось северо-западное направление ветра. Весной 2017 года практически над всей территорией России, за исключением юга европейской части, в нижней стратосфере наблюдались отрицательные аномалии скорости ветра. Наибольших значений (до 2 м/с) они достигали на юго-востоке Дальнего Востока.

А)



Б)

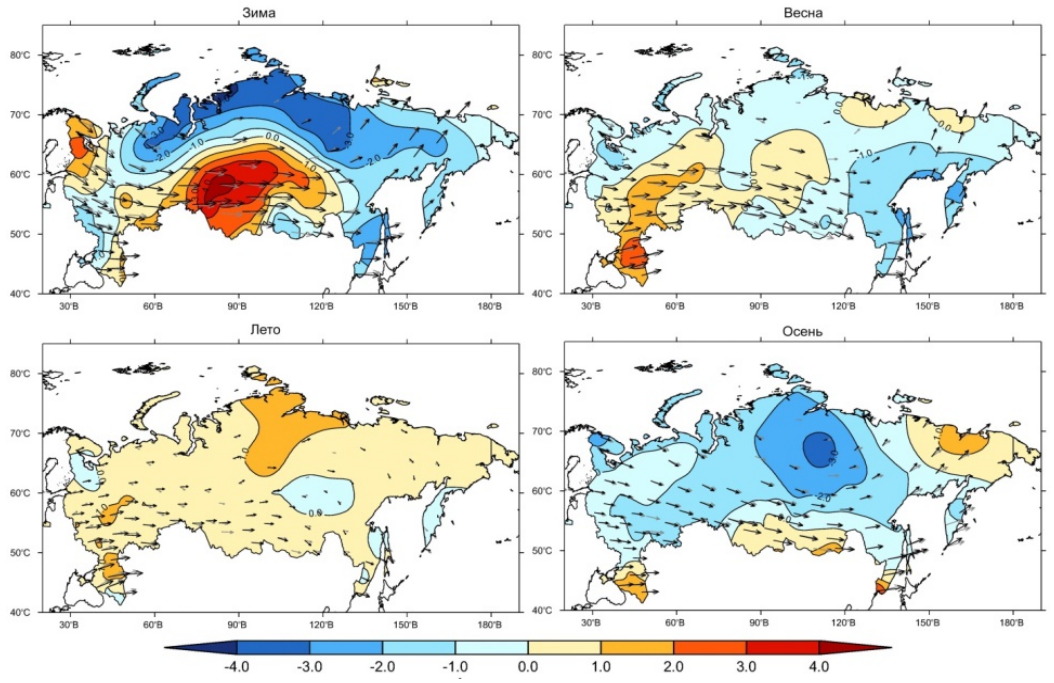


Рис. 2. Аномалии скорости ветра для отдельных сезонов (зима 2016-2017 гг., весна, лето и осень 2017 года) в тропосфере (А) и нижней стратосфере (Б) над территорией РФ

Направление ветра в целом соответствовало нормальному, но на европейской части России наблюдались большие положительные аномалии зонального ветра. Летом 2017 года в нижней стратосфере над всей территорией РФ преобладали положительные, близкие к нулю, аномалии. Наибольших значений (до 2 м/с) они достигали на севере Сибири. Над европейской частью России доминировало западное направление ветра. На востоке России выраженного доминирующего направления не было. Осенью 2017 года над всей территорией РФ в нижней стратосфере преобладали отрицательные аномалии скорости ветра с максимум (до -4 м/с) в Сибири. Небольшие области положительных аномалий наблюдались только на Юге России, юге Сибири и на северо-востоке Дальнего Востока. Направление ветра в целом соответствовало

нормальному, но на востоке России наблюдались положительные аномалии скорости меридионального ветра.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В дальнейшем предполагается совершенствовать методики мониторинга климата в свободной атмосфере и осуществить расширение масштаба мониторинга, а именно:

-усовершенствовать технологию мониторинга ветра, расширить масштаб мониторинга ветра для всего северного полушария, а затем – для всего Земного шара;

- осуществлять мониторинг температуры для всего Земного шара;

- расширить перечень климатических характеристик свободной атмосферы для мониторинга и анализа, в том числе за счет характеристик, имеющих прикладное значение;

- обеспечить подготовку материалов мониторинга с месячным, сезонным и годовым обобщением с запаздыванием не более одного месяца с момента окончания срока наблюдений.

Список используемых источников

1. Груза Г.В., Ранькова Э.Я. Обнаружение изменений климата: состояние, изменчивость и экстремальность климата. Метеорология и гидрология. 2004. № 4. С. 50-66.
2. Лавров А. С., Стерин А. М. 2017: Результаты сопоставления рядов температуры свободной атмосферы по данным радиозондовых и спутниковых наблюдений. Метеорология и гидрология, №2. стр. 30-44
3. ОД2, 2014: Второй оценочный доклад Росгидромета об изменениях климата и их последствиях на территории Российской Федерации. М., Росгидромет, 2014, с. 18-235
4. Руденкова Т.В. Формат архивации текущих аэрологических данных, поступающих по каналам связи для ПЭВМ. Труды ВНИИГМИ-МЦД. Обнинск. 2010. Вып. 174. С. 41-63.
5. Хохлова А.В., Тимофеев А.А. Многолетние изменения ветрового режима в свободной атмосфере над Европейской территорией России. Метеорология и гидрология. 2011. № 4. С. 21-33.
6. IPCC 2013. Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, T. F. Stocker, D. Qin, G. — K. Plattner, M. Tignor, S. K. Allen, J. Boschung, A. Nauels, Y. Xia, V. Bex, P. M. Midgley, Eds. (Cambridge Univ. Press, Cambridge, 2013).

Л.Д. Тарабукина*;
Н.К. Кононова**
кандидат географических наук;
В.И. Козлов*;
Д.Е. Иннокентьев*
* Институт космофизический исследований и аэрономии СО РАН, г. Якутск
** Институт географии РАН, г. Москва

СОГЛАСОВАННЫЕ МЕЖГОДОВЫЕ КОЛЕБАНИЯ ГРОЗОВОЙ АКТИВНОСТИ В ДВУХ РЕГИОНАХ СЕВЕРНОЙ АЗИИ И ЦИРКУЛЯЦИЯ НИЖНЕЙ АТМОСФЕРЫ В 2009-2016 ГГ.

На территории Северной Азии выделены области повышенной грозовой активности, которая проявляет вариации колебательного характера. Наблюдается отрицательная взаимосвязь интенсивности грозовой активности в этих регионах. Такую отрицательную связь предлагается объяснять особенностями атмосферной циркуляции на рассматриваемой территории.

Ключевые слова: грозовая активность, молния, Северная Азия, атмосферная циркуляция, атмосферное блокирование, гроза, детектор молний, WWLLN.

ВВЕДЕНИЕ

Информация о грозовых явлениях может быть полезна для решения проблем фундаментальной науки: метеорологии, физики атмосферы, изучения флуктуаций электромагнитного поля Земли. Также путем изучения грозовых явлений решаются задачи практической направленности: грозовая деятельность оказывает отрицательное влияние на многие сферы человеческой деятельности. Основным воздействующим на грозы фактором считается атмосферная циркуляция северного полушария, перемещение атмосферных фронтов [1]. Однако, атмосферная циркуляция меняется эпохами длительностью в десятки лет [2], таким образом, то что было выявлено для одного периода, возможно, не учтет особенностей другого периода. Поэтому многолетние наблюдения остаются важным аспектом исследований климатологического описания грозовой активности. Мировая система грозолокации позволяет отслеживать вариации пространственного распределения числа грозовых разрядов в течение многих лет наблюдений. Общая климатология мировой грозовой активности в усреднении за год, произведенная по данным этой системы, представлена в работе [3].

ИСПОЛЬЗОВАННЫЕ АППАРАТУРА И МЕТОДЫ

В 2009 г. однопунктовая станция приема ОНЧ радиоизлучения в г. Якутске была включена в мировую сеть грозолокации (WWLLN). Приемный пункт представляет из себя электрическую штыревую антенну высотой 4 метра, подключенную через широкополосный предварительный усилитель (коэффициент усиления в рабочей полосе 5-100 кГц около 50) и АЦП к компьютеру [4]. Точное время определяется по секундным импульсам (PPS) GPS-приемника. Работа системы основана на приеме радиосигналов от молний, атмосфериков, и анализе разностей времени прихода волновых пакетов (TOGA) в ОНЧ-диапазоне частот (6-22 кГц) до, как минимум, 5 ближайших станций [3]. С 2009 по 2016 гг. количество радиоприемных пунктов WWLLN в пределах рассматриваемой нами территории Северной Азии (60-180 в.д., 40-80 с.ш.) возросло почти вдвое. Эффективность детектирования молний типов «облако-земля» (ОЗ) и «облако-облако» (ОО) системы грозолокации по оценкам на 2012 г. в среднем составляет около 11-15%, и для молний с током более 40 кА – около 25% [5]. Считается, что система регистрирует примерно равное соотношение как ОЗ молний, так и ОО молний. Для описания атмосферной циркуляции использована типизация циркуляции атмосферы Северного полушария, разработанная под руководством Б.Л. Дзердзеевского [6]. В типизации выделен 41 элементарный циркуляционный механизм (ЭЦМ). На каждый ЭЦМ построена динамическая схема с обозначением путей циклонов и мест стационирования антициклонов (URL: www.atmospheric-circulation.ru). По Б.Л. Дзердзеевскому выделено четыре группы циркуляции: зональная,

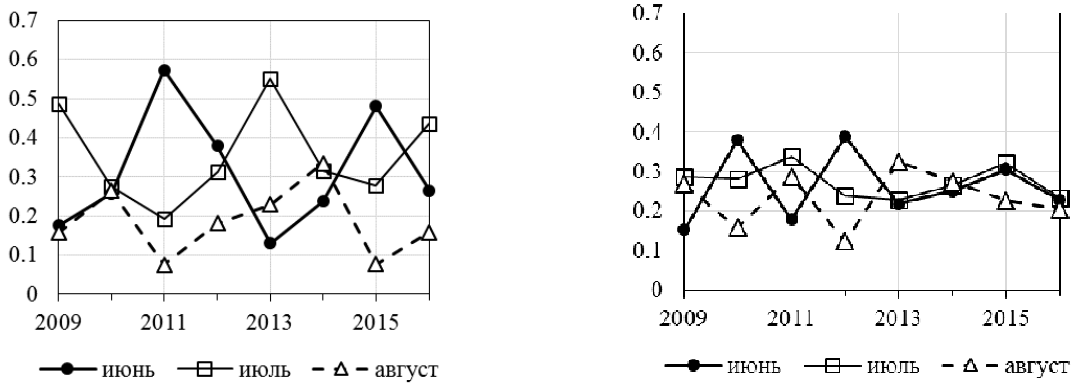
нарушение зональности, меридиональная северная, меридиональная южная, включающие 13 типов и 41 ЭЦМ.

АТМОСФЕРНАЯ ЦИРКУЛЯЦИЯ В ДНИ С ИНТЕНСИВНЫМИ ГРОЗАМИ

На рассматриваемой в работе территории Северной Азии (60-180º в.д., 40-80º с.ш.) отмечается протяженный пояс высокой грозовой активности на широтах около 45-60º с.ш., смещающийся к югу в направлении на восток, подтверждаемый метеорологическими и спутниковыми наблюдениями [7]. Внутри него выделяются два региона со среднегодовой плотностью грозовых разрядов на квадратный километр более 10 раз превышающей плотность на остальных территориях по данным WWLLN за 2009-2017 годы наблюдений (рис. 1) [8]. Один из регионов находится примерно на территории с границами 45-60º с.ш. и 60-90º в.д. и приходится на Западносибирскую равнину и условно обозначен нами как «западный». Второй регион расположен в долине рек Сунгари и Амур с максимумом, наблюдающимся вдоль 127º в.д. в межгорно-котловинной областях между Малым Хинганом и Становым хребтом. Второй регион обозначен нами как «восточный».

В формировании восточного и западного регионов высокой грозовой активности участвуют разные атмосферные процессы: восточный формируется под влиянием летнего Дальневосточного муссона, а западный – в основном, воздушными массами западного, юго-западного и северо-западного направления. Суммарное за летний сезон количество грозовых разрядов в этих регионах показывало согласованность вариаций в виде значительной отрицательной корреляции вариаций ежегодного инкремента (-0,94) [9].

Вариации суммарного за месяц количества грозовых разрядов, отнесенного к суммарному количеству разрядов за весь летний сезон (июнь-август), в период с 2009-2016 гг. показывают наличие колебаний с периодом в 2-3 года (рис. 2). В обоих регионах происходит смещение активности от начала к середине лета и затем обратно от сезона к сезону. Для каждого очага наблюдается наличие 1-3 периодов повышенной грозовой активности в течение лета. Перед такими максимумами часто отмечается понижение грозовой активности. Как было установлено в [10], интенсивные грозы западного очага наблюдаются при прохождении циклонов трех типов: а) продвигающиеся с юго-западного направления (ЭЦМ 7ал, 7бл, 8бл, начало лета), б) образующиеся на волне полярного фронта (ЭЦМ 6, июнь), в) приходящих с центральных районов европейской территории России (ЭЦМ 2а, 2б, 3, 4б, 13л, середина лета).



а) *б)*

Рис. 2. Вариации доли за месяц количества грозовых разрядов из количества разрядов суммарного за летний сезон а) западного грозового очага, б) восточного грозового очага.

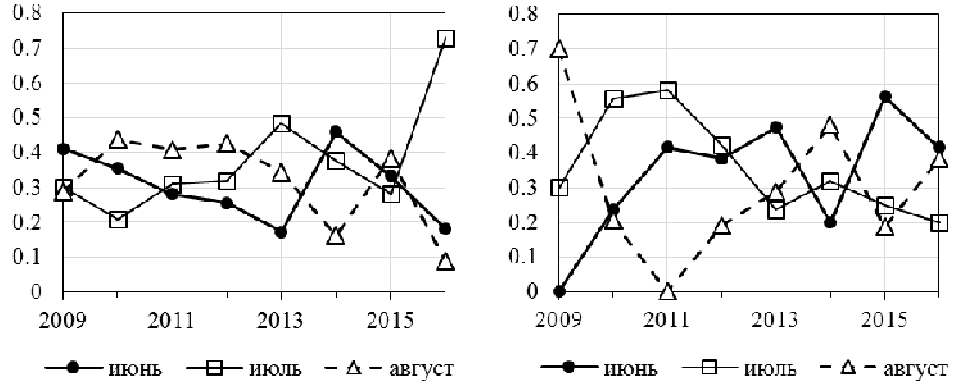
Летний сезон характеризуется доминированием меридиональных процессов в атмосфере в 2009-2016 гг., в основном северной группы и южной группы (2013 г., 2016 г.). От сезона к сезону наблюдаются относительно короткопериодные вариации доминирования циркуляции меридионального северного и южного типов в течение лета. Так в начале (июнь) и конце (августе) лета доминирование меридионального южного типа происходило только в 2013, 2014 и 2016 гг. В июле наблюдается преимущественно меридиональный северный тип циркуляции за

исключением 2010 г. Зональный тип циркуляции чаще проявляет себя также в июле по сравнению с другими летними месяцами. Если сравнить вариации количества дней с ЭЦМ, объединенными в группы, за месяц (рис. 3) с аналогичными вариациями количества грозовых разрядов в двух регионах (рис. 2), значимая корреляция будет только для межгодовых вариаций значений в июле: западный очаг положительно коррелирует с меридиональной северной группой, когда чаще наблюдаются западные циклоны, и отрицательно с меридиональной южной, а восточный проявляет противоположную корреляцию в июле с рассмотренными группами (табл. 1). Для западного региона коэффициенты корреляции имеют противоположные знаки от месяца к месяцу. Грозовая активность восточного региона более стабильно зависит от смены атмосферной циркуляции. Однако в целом корреляция слабая, то есть один и тот же ЭЦМ не может быть ассоциирован однозначно с наблюдаемым эффектом грозовой активности северной части Азии.

Таблица 1

Корреляционный коэффициент вариаций грозовой активности двух регионов и двух групп атмосферной циркуляции

Месяц	Запад./Мер.сев.	Запад./Мер.юж.	Вост./Мер.сев.	Вост./Мер.юж.
Июнь	-0,03	0,49	-0,01	0,25
Июль	0,53	-0,72	-0,6	0,47
Август	-0,29	0,38	-0,24	0,21



а) *б)*

Рис. 3. Вариации частоты ЭЦМ группы а) мериодиональной северной, б) меридиональной южной в долях количества за месяц от суммарного за сезон.

Были рассмотрены отдельно сезонные вариации количества грозовых разрядов двух ранее выделенных масштабных регионов повышенной грозовой активности и ЭЦМ, соответствующие дням с локальными пиками вариаций и дням пониженной активности. Каждый год дни повышенной грозовой активности выбирались по уровню ~0,7 от максимума за лето, а дни пониженной грозовой активности – по уровню 0,1 от летнего максимума. В период с 2009 по 2016 гг. для западного региона выделены 27 дней повышенной грозовой активности (от 2 до 6 дней в каждом сезоне). Наиболее характерными ЭЦМ для высокой грозовой активности западного региона оказались ЭЦМ 9а и 13л (7 и 9 случаев соответственно). Остальные пики приходились на ЭЦМ 12а и 12бл (по 2 дня), 2а, 2б, 3, 4а, 6, 10а, 10б (по 1 дню за весь период). При этом в эти дни высокой грозовой активности отмечается доминирование именно западного очага по количеству грозовых разрядов, этому соответствуют 26 дней. Для восточного региона за весь рассматриваемый период выделены 40 дней максимальной грозовой активности (от 2 до 10 дней на каждый сезон, чаще – по 4 пика за сезон), из них 12 дней приходится на ЭЦМ 13л, 8 дней – на ЭЦМ 9а, 6 дней – на ЭЦМ 12а, 5 дней – на ЭЦМ 8а, менее – ЭЦМ 3, 12бл (по 3 дня), 9б, 8гл, 7ал (по 1 дню). В дни высокой активности восточного региона наблюдалось в основном доминирование активности восточного региона по сравнению с западным регионом – 38 дней, когда отношение суточного количества грозовых разрядов в восточном регионе к количеству в западном было более 1, из них 30 дней это отношение показывало значение более 2. Таким

образом, в дни максимальной грозовой активности очагов активность одного из них существенно ниже.

ЭЦМ 8а, 8вл, 12а и 12бл, при которых суточное количество грозовых разрядов в восточном регионе превышало количество в западном регионе как минимум в 2 раза (при этом повторялось такое событие в 2 раза чаще чем превышение количества в западном регионе для выбранного ЭЦМ), относятся к меридиональной северной группе циркуляции. В дни с такими ЭЦМ над Западной Сибирью наблюдается область высокого давления, а над Дальним Востоком – низкого давления.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано, что атмосферная циркуляция северного полушария, представляющая комплексную динамическую схему локализации барических образований, сильно влияет на грозовую активность двух регионов повышенной грозовой активности, расположенных на западносибирской равнине и в долине рек Амур и Сунгари. Как установлено в [11], развитие атмосферного блокирования над Западной Сибирью происходит с вовлечением воздушных масс летнего муссона над Дальним Востоком, что и отображается в вариациях соотношения количества грозовых разрядов двух массивных грозовых очагов. Чаще всего в обоих регионах грозы происходили при ЭЦМ 9а и 13л, однако в дни максимальной грозовой деятельности очагов активность одного из них была существенно ниже. ЭЦМ 8а, 8вл, 12а и 12бл чаще способствуют активному развитию гроз в Дальневосточной области, чем в Западной Сибири. Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 18-35-00215 мол_а.

Список используемых источников

1. *Хуторянская Д.Ф.* Сопряженность грозовых и циркуляционных процессов в Сибирском секторе // Материалы метеорологических исследований. – 1982. – № 6. – С. 60-77.

2. *Кононова Н.К.* Изменения циркуляции атмосферы северного полушария в XX-XXI столетиях и их последствия для климата // Фундаментальная и прикладная климатология. – 2015. – Т. 1, № 1. – С. 133-162.

3. *Virts K. S. et al.* Highlights of a new ground-based, hourly global lightning climatology // Bulletin of the American Meteorological Society. – 2013. – V. 94, №. 9. – P. 1381-1391.

4. *Козлов В.И., Муллаяров В.А., Каримов Р.Р.* Пространственное распределение плотности грозовых разрядов на Востоке России по данным дистанционных наблюдений. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2011. – Т. 8, № 3. – С. 257-262.

5. *Abarca S.F., Corbosiero K.L., Galarneau T.J.* An evaluation of the Worldwide Lightning Location Network (WWLLN) using the National Lightning Detection Network (NLDN) as ground truth // J. Geophys. Res. – 2010. – Vol. 115. – P. D18206.

6. *Кононова Н.К.* Классификация циркуляционных механизмов Северного полушария по Б.Л. Дзердзеевскому. – М.: Воентехиниздат, 2009. – 372 с.

7. *Christian H.J., Blakeslee R.J., Boccippio D.J., Boeck W.L.* Global frequency and distribution of lightning as observed from space by the Optical Transient Detector // J. Geophys. Res. – 2003. – Vol.108, No. D1. – P. ACL 4-1 – ACL 4-15.

8. *Тарабукина Л.Д., Козлов В.И., Каримов Р.Р., Муллаяров В.А.* Пространственное распределение грозовых разрядов в Северной Азии // Метеорология и гидрология. – 2017. – № 2. – С. 20-29.

9. *Тарабукина Л.Д., Козлов В.И.* Пространственно-временное распределение грозовых разрядов по территории северного региона Азии и его сравнение с солнечной активностью в 2009-2016 гг. / Солнечно-земная физика. – 2017. – Т. 3, № 2. – С. 70-74.

10. *Горбатенко В.П.* Влияние географических факторов климата и синоптических процессов на грозовую активность: Авторефер. дис. д-ра геогр. наук. Томск: Томск. политех. ун-т. Томск. – 2003. – 40 с.

11. *Antokhina O.Yu., Antokhin P.N., Devjatova E.V., Mordinov V.I.* Peculiarities of the atmospheric blocking events over the Siberia and Russian Far East region during summertime // Proc. SPIE 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics – 2017. – V. 10466. – P. 104665V.

А.В. Тертышников*,
доктор технических наук;
В.В. Удриш**,
А.Г. Тлатов***,
доктор физико-математических наук;
А.А. Палей*,
кандидат физико-математических наук;
Г.В.Коваленко***,
* ФГБУ ИПГ имени академика Е.К.Федорова, Москва,
** Гидрометеорологическая Служба ВС РФ, Москва,
*** Главная астрономическая станция Главной астрономической обсерватории РАН

АВТОМАТИЗИРОВАННЫЕ СОЛНЕЧНЫЕ ТЕЛЕСКОПЫ – ОСНОВА НАЦИОНАЛЬНОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА СОЛНЕЧНОЙ АКТИВНОСТИ

Рассмотрено состояние и перспективы наземного сегмента национальной Службы Солнца, необходимой для мониторинга космической погоды.

Ключевые слова: солнечный телескоп, мониторинг, солнечная активность

Современные высокотехнологические системы, включая группировки КА, системы связи, навигации, электрические сети, транспортные системы, авиаперевозки, чувствительны к различным проявлениям солнечной активности. Долговременные изменения солнечной активности влияют на климат Земли [1]. Солнце обеспечивает жизнь на Земле, определяет космическую погоду и атмосферные процессы, которые влияют на экономику и общество.

Постановлением Совета Министров СССР от 12 ноября 1973 г. № 836-277 "*О развитии работ по изучению и прогнозированию радиационной обстановки в космическом пространстве, состоянии ионосферы и магнитного поля Земли и обеспечении радиационной безопасности экипажей космических кораблей*" были определены основные участники системы наблюдений солнечной активности:

«…1. Сосредоточить в Главном управлении гидрометеорологической службы при Совете Министров СССР службу радиационной обстановки в околоземном космическом пространстве к ионосферно-магнитную службу и возложить на это Главное управление систематическое обеспечение Министерства обороны СССР, Министерства здравоохранения СССР и других заинтересованных министерств и ведомств начиная с июля 1974 г. данными о радиационной обстановке в околоземном космическом пространстве и с января 1975 г. данными о состоянии ионосферы и магнитного поля Земли, об условиях распространения радиоволн в околоземном к космическом пространстве и о положении эффективного центра радиоизлучения Солнца, а также краткосрочными и долгосрочными прогнозами указанных явлений,

2. Обязать Министерство здравоохранения СССР: а) организовать постоянно действующую службу радиационной безопасности экипажей пилотируемых космических кораблей, возложив функции головной организации по этой службе на Институт медико-биологических проблем...,

3. Академии наук СССР: а)…. обеспечивать силами астрофизических обсерваторий проведение оптических наблюдений и радионаблюдений за состоянием Солнца согласно приложению №1…».

Основой Постановления стала организованная с 1932 г. Служба Солнца СССР, которая включала до 20 солнечных обсерваторий. К настоящему времени координации этих обсерваторий и ведомств-преемников задач, указанных в Постановлении Совета Министров нет, как и целевого финансирования наземных наблюдений солнечной активности. В основу уничтоженной информационной основы наземных наблюдений солнечной активности положена международная кооперация, которой необходимо соответствовать. Поэтому Постановление Совета Министров СССР от 12 ноября 1973 г. № 836-277 надолго останется среди действующих документов Правительства Российской Федерации.

В США, Европейском союзе, Китае, Индии, Японии, Австралии для мониторинга солнечной активности активно используются космические аппараты и наземные наблюдения на сети обсерваторий. В NOAA, NASA, CISM создавалась Система мониторинга космической погоды, ориентированная на:

а) определение и расчет областей магнитных полей открытой конфигурации;

б) непрерывное наблюдение за солнечными вспышками и корональными выбросами массы;

в) моделирование распространения солнечного ветра и корональных выбросов до орбиты Земли и в гелиосфере.

Одним из значимых событий в истории мониторинга солнечной активности стала организация в 2011 году Центра прогноза космической погоды NOAA Space Weather Prediction Center (NOAA/SWPC), в основе методик которого лежит модель WSA-ENLIL. Работа центра осуществляется при взаимодействии различных заинтересованных организаций, включая Центр комплексного моделирования космической погоды(CISM), Исследовательскую лабораторию военно-воздушных сил (AFRL), Центр прогнозирования космической погоды NOAA (NOAA / SWPC), Военно-морскую исследовательскую лабораторию (NRL), Национальный центр атмосферных исследований (NCAR), Лаборатория физики атмосферы и космоса (LASP), Управление военно-морских исследований (ONR), Авиационное агентство военно-воздушных сил (AFWA) и Координационный центр моделирования (CCMC).

Организация прогнозов параметров солнечного ветра и характеристик космической погоды стало одним из успешных проектов солнечных исследований. Модель WSA-ENLIL сделала прогноз космической погоды таким же доступным, как и метеорологические прогнозы. Системная работа центров прогноза космической погоды привела объединению усилий исследователей, разработке моделей для описания солнечной активности и гелиосферы. В России давно назрела необходимость решения подобных вопросов.

Многолетние работы по созданию национальной Службы мониторинга Солнца (СМС) велись в “Институте прикладной геофизики им. акад. Е.К. Федорова” (ФГБУ “ИПГ”) при участии Главной астрономической обсерватории РАН (ГАО РАН). ФГБУ “ИПГ” выполняет функции гелиогеофизической службы России и Регионального центра предупреждений Международной Службы Окружающей Среды (ISES). Региональный центр ISES проводит мониторинг космической погоды и геофизической обстановки на территории Российской Федерации; сбор, обработку и передачу данных наблюдений российским и зарубежным потребителям; подготовку и рассылку различных типов прогнозов состояния окружающей среды. ФГБУ “ИПГ” считается головной организацией Росгидромета по ионосферным и магнитным наблюдениям (исключая зону Арктики, за которую несет ответственность ААНИИ), гелиогеофизическим наблюдениям. В ФГБУ “ИПГ” функционирует национальный гелиогеофизический центр.

Реально действующей наземной аппаратурой наблюдений солнечной активности обладает Горная Астрономическая станция (ГАС, Кисловодск) Главной астрофизической обсерватории РАН. ГАС ГАО РАН является основным источником данных наземных наблюдений солнечной активности в России. Для этого имеется комплекс солнечных синоптических телескопов: фотогелиограф, хромосферный телескоп, спектрогелиограф, внезатменный коронограф, большой коронограф, магнитограф, радиотелескопы, патрульный солнечный телескоп. Важно, что в ГАС ГАО РАН создан макет универсального солнечного патрульного телескопа-спектрогелиографа, который выполнен как компактный, герметичный инструмент, не требующий строительства павильона. Телескоп предназначен для получения в режиме реального времени калиброванных изображений Солнца в различных спектральных линиях и континууме и позволяет наблюдать на полном диске Солнца различные проявления активности: солнечные пятна, факельные площадки, волокна, протуберанцы, вспышки, зарождение выбросов корональной массы. Дополнительная цель этих наблюдений – выделение движения крупномасштабных структур.

Для измерения процессов в хромосфере в ГАС ГАО РАН используется спектрограф, позволяющий проводить наблюдения в центре и крыльях спектральной линии, что позволяет получать калиброванные изображения, т.е. оценивать поток излучения в данном спектральном

диапазоне. В режиме мониторинга телескоп работает с 2011 г. Данный прототип может быть использован для организации наземных сетевых наблюдений солнечной активности.

На других наземных пунктах наблюдений за солнечной активностью в Иркутске, Уссурийске, Крыму и Коуровской обсерватории выполняются лишь эпизодические и отдельные виды наблюдений. Но это потенциальные участники национальной Службы Солнца. При этом имеется возможность унификации используемых технологий наблюдений солнечной активности, например, на основе действующих макетов автоматизированных телескопов, созданных в ГАС ГАО РАН.

Архивной информационной основой разработок технологий информационного гелиогеофизического обеспечения являются уникальные непрерывные длительные ряды наблюдений солнечной активности в ГАО (с 1932 г.), ГАС ГАО (с 1948 г.) и КрАО (с 1957 г.). Они публиковались Пулковской обсерваторией в «Каталоге солнечной деятельности» (1932-1991 гг.) и продолжают публиковаться ГАО РАН в бюллетене «Солнечные данные» (с 1997 г. – в электронном виде http://www.gao.spb.ru/english/database/sd/). Результаты наблюдений Горной астрономической станции публикуются в реальном времени (http://www.solarstation.ru/). Кисловодские ряды классических индексов солнечной активности, сохраняя основные принципы мировой Службы Солнца (непрерывность, регулярность и однородность рядов), являются наилучшими для продолжения данных мировых синоптических солнечных наблюдений с 70-х – 80-х годов XX века по настоящее время: интерактивная база данных по солнечной активности в системе Пулковского "Каталога солнечной деятельности" (http://www.gao.spb.ru/database/csa/); объединенная база данных магнитных полей солнечных пятен (http://www.gao.spb.ru/database/mfbase/); Extended time series of Solar Activity Indices (http://www.gao.spb.ru/database/esai/).

Создание сети наземных автоматизированных телескопов позволит реанимировать национальную Службу Солнца. Среди задач, которые необходимо решить для достижения этой цели, можно отметить:

- автоматизацию передачи данных наблюдений солнечной активности с оборудования ГАС в Кисловодске в национальный гелиогеофизический центр;
- разработку сетевых технологий мониторинга солнечной активности для гелиогеофизического обеспечения ВС РФ;
- разработку технологических решений по включению ресурсов КрАО, а в последующем и других отечественных и зарубежных ресурсов в систему мониторинга солнечной активности;
- разработку регламентов информационного гелиогеофизического обеспечения;
- создание пилотного проекта сетевой технологии на базе ФГБУ «ИПГ» и ГАС ГАО РАН с последующим внедрением в эту схему ресурсов КрАО.

Технической основой наблюдений солнечной активности в России надолго останутся ресурсы Кисловодской ГАС ГАО РАН, длительные наблюдения с которой охватывают разные высоты солнечной атмосферы: фотосферу, хромосферу и внутреннюю солнечную корону. В ГАС ГАО РАН есть специалисты мониторинга солнечной активности. Тиражирование наработанного опыта позволит создать сеть автоматизированных наземных телескопов, размешенных на дуге в 110° по долготе (Крым, Кисловодск, Урал, Иркутск, Уссурийск), что обеспечит мониторинг солнечной активности до 16 часов в сутки. Данные наблюдений с автоматизированных наземных телескопов, размещённых в западном полушарии, позволят обеспечить круглосуточный мониторинг солнечной активности. Универсальный солнечный автоматизированный патрульный телескоп-спектрогелиограф ГАС ГАО РАН позволяет получать изображения солнечного диска в центре и крыльях различных спектральных линий и в континууме. Наблюдения различных пунктов должны обрабатываться на единой программной платформе.

Возрождение национальной службы мониторинга солнечной активности имеет огромное значение для эффективной системы гелиогеофизического обеспечения. И основная проблема здесь в создании системы информационного обеспечения и использования гелиогеофизических данных. Этот подход позволил в США создать межведомственный центр для поддержки научных исследований и разработки науки о космической погоде, а также моделей космической погоды

следующего поколения, то есть, фактически, создать национальную систему прогноза космической погоды.

Необходимо использовать этот опыт и создать общенациональную систему анализа гелиофизических данных на принципах единой средств разработки, доступного кода, общего банка данных и информационных ресурсов. Это позволит привлечь к работам разные группы и лаборатории, аккумулировать имеющие ресурсы. Необходимо обеспечить координацию и взаимодействие специалистов по космической погоде различных институтов и ведомств.

Необходимо создание центра анализа гелиогеофизических данных и прогноза космической погоды на основе национальных средств наблюдений и соответствующих моделей (аналог NOAA Space Weather Prediction Center SWPC).

Список используемых источников

1. *Тертышников А.В.* Основы мониторинга чрезвычайных ситуаций. Учебное пособие. – Москва-Обнинск, 2013. 278 с.
2. *Тертышников А.В.* Возможные коррективы критериев опасных гелиогеофизических явлений / http://elibrary.ru/item.asp?id=21273666.
3. Положение о порядке действий учреждений и организаций при угрозе возникновения и возникновении опасных природных явлений. РД 52.88-699-2008.
4. Магнитные индексы. Учебное пособие/ *Тертышников А.В., Сыроешкин А.В. и др.* – Москва-Обнинск, 2013. 178 с.

Т.Д. Хромулина*;
В.В. Булкин**
доктор технических наук
*Муромский филиал ООО «Владимиртеплогаз», Муром;
**Муромский институт Владимирского государственного университета, Муром.

ОЦЕНКА УРОВНЯ АКУСТОШУМОВОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ УРБАНИЗИРОВАННЫХ ТЕРРИТОРИЙ (НА ПРИМЕРЕ МУРОМА)

В докладе рассмотрены результаты мониторинга акустошумового загрязнения одной их зон города Мурома. Данные получены с использованием эколого-метеорологической системы, обеспечивающей полный спектральный анализ шума. Приведены результаты полного спектрального анализа одного из наблюдений. Дана оценка превышения санитарных норм, установленных для некоторых территорий жилой застройки.

Ключевые слова: акустический шум, спектральный анализ, частотный диапазон, средневзвешенные частоты, допустимый уровень звукового давления

ВВЕДЕНИЕ

По данным официальных органов в РФ более 35 млн. человек проживает в условиях акустического дискомфорта. Известно, что в населённых пунктах, через которые проходят автомагистрали федерального и регионального значения, в дневное время уровень шума превышает допустимые значения на 25 дБА [1]. При этом шум, возникающий на проезжей части магистрали, распространяется не только на примагистральную территорию, но и вглубь жилой застройки.

Численность населения Мурома составляет примерно 115000 человек, при этом в городе насчитывается более 50 тысяч автомобилей. Автомобильный парк города постоянно растет, вместе с этим увеличивается доля автомобилей, выработавших свой технический ресурс, следовательно, в городе ухудшается не только акустическая, но и экологическая ситуация [2].

В докладе обсуждаются результаты исследования акустошумового загрязнения в характерных зонах города Мурома.

ОРГАНИЗАЦИЯ ИЗМЕРЕНИЙ

Был осуществлён детальный анализ основных транспортных потоков и определение наиболее загруженных перекрёстков в городе [3]. В качестве объекта исследования были выбраны наиболее оживлённые перекрестки города, имеющие достаточно большую пропускную способность и значительную загруженность практически в течение всего исследуемого времени.

Измерения уровней звукового давления производились с помощью разработанной в Муромском институте системы эколого-метеорологического мониторинга.

Система включает два канала: канал измерения уровня звукового давления акустического шума и канал наблюдения за метеорологическими параметрами на данной локальной территории города [4, 5]. Совместный анализ данных обоих каналов позволяет решать задачи прогнозирования распространения акустического шума вглубь жилой зоны.

В докладе рассмотрены результаты контроля акустического шума на улицах города Мурома, полученные посредством измерительного канала.

Измерительный канал системы построен по принципу пассивного акустического локатора, обеспечивающего приём акустических шумовых сигналов, распространяемых в исследуемом пространстве.

Главное достоинство устройства в сравнении со схемой измерения стандартным шумомером заключается в том, что переход от амплитудно-временной характеристики к амплитудно-частотной реализуется на аппаратном уровне алгоритмом быстрого преобразования Фурье (БПФ). Использование БПФ даёт возможность наблюдать и отслеживать не средние значения в

заданной полосе частот, а узкополосные амплитудные всплески на различных частотах, в том числе и находящиеся на краях октавного диапазона. Кроме того, рассматриваемый измерительный канал позволяет с большей, чем в стандартной схеме, точностью определить значения частоты и амплитуды пиков. Обработка информации осуществляется персональным компьютером.

Методологическую основу исследования уровня шумового загрязнения в городах образует широкий спектр различных документов и методик. В конкретном случае для оценки уровня акустошумового загрязнения города Мурома использовались следующие методики [6, 7, 8]:

- ГОСТ 20444-2014 «Шум. Транспортные потоки. Методы измерения шумовой характеристики»;

- методические рекомендации по учету шумового загрязнения в составе территориальных комплексных схем охраны среды городов;

- ГОСТ Р 53187-2008 «Шумовой мониторинг городских территорий».

На рис.1 показан один из результатов контроля уровня шума на оживлённой городской автотрассе, полученный в утреннее время в режиме полного спектрального анализа. Период контроля составлял 1200 секунд.

На представленных графиках хорошо видно, что в диапазоне частот 125-2000 Гц максимальные значения шума превышают «санитарную» норму 85 дБ и местами приближается к уровню 90 дБ.

Вместе с тем, средние за период измерения значения шума только в некоторой части частотного диапазона (около 1000 Гц) доходят до уровня 80 дБ. А в наиболее чувствительной для человека части диапазона 1000-4000 Гц плавно уменьшаются от 80 до 60 дБ.

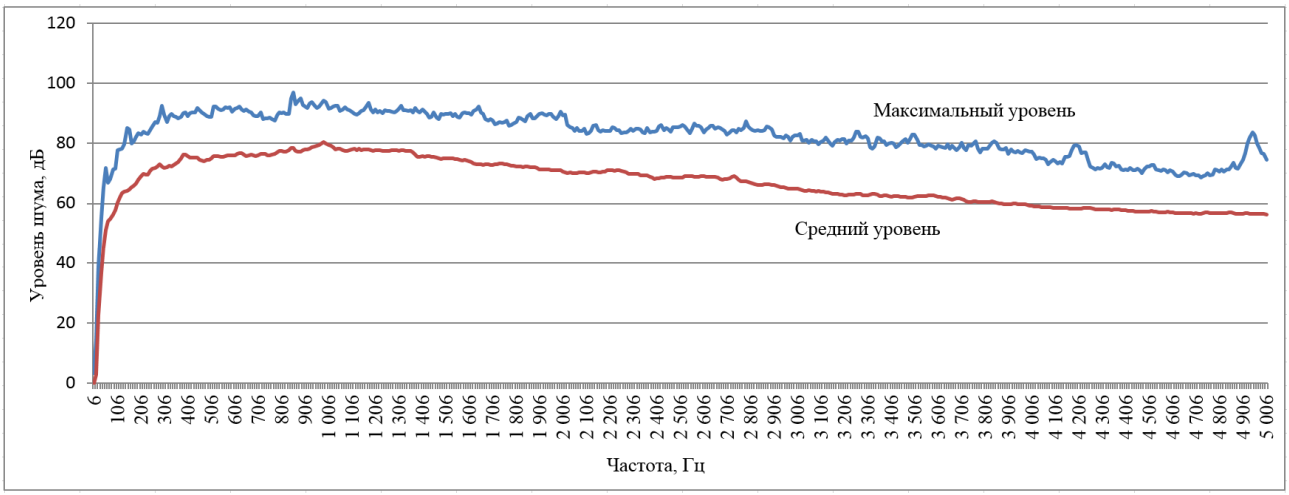


Рис.1. Результаты анализа уровня шумов

Поскольку действующие в настоящее время санитарные нормы [9], определяющие допустимый уровень шума на территориях жилой застройки, устанавливают уровни звукового давления применительно к средневзвешенным частотам октавных диапазонов, проведено сопоставление полученных значений уровней шума на этих частотах с установленными нормативами (см. таблицу 1).

Таблица 1.

Сопоставление значений, полученных в процессе анализа уровня шума, с действующими санитарными нормами

Так как измерение уровня шума производилось в зоне, непосредственно примыкающей к

Частота, Гц		31	63	125	250	500	1000	2000	4000
Максимальное значение, дБ		55	67	78	86	89	92	89	77
Среднее значение, дБ		37	54	64	71	75	80	71	59
1	Допустимый уровень звукового давления, дБ	90	75	66	59	54	50	47	45
	Превышение максимального уровня, дБ	-35	-8	12	27	35	42	42	32
	Превышение среднего уровня, дБ	-53	-21	-2	12	21	30	24	14
2	Допустимый уровень звукового давления, дБ	93	79	70	63	59	55	53	51
	Превышение максимального уровня, дБ	-38	-12	8	23	30	37	36	26
	Превышение среднего уровня, дБ	-56	-25	-6	8	16	25	18	8

жилой внутридворовой территории и детскому дошкольному учреждению, допустимые уровни звукового давления, используемые для сопоставления, выбраны применительно к территориям, непосредственно прилегающим к жилым домам, зданиям поликлиник, зданиям амбулаторий, диспансеров, домов отдыха, пансионатов, домов-интернатов для престарелых и инвалидов, детских дошкольных учреждений, школ и других учебных заведений, библиотек. Кроме того, для сравнения представлено сопоставление с нормами, установленными для территорий, непосредственно прилегающих к зданиям гостиниц и общежитий (выделено в таблице, соответственно, блоками строк «1» и «2»).

На рисунках 2 и 3 представлены значения превышения уровней для обоих случаев.

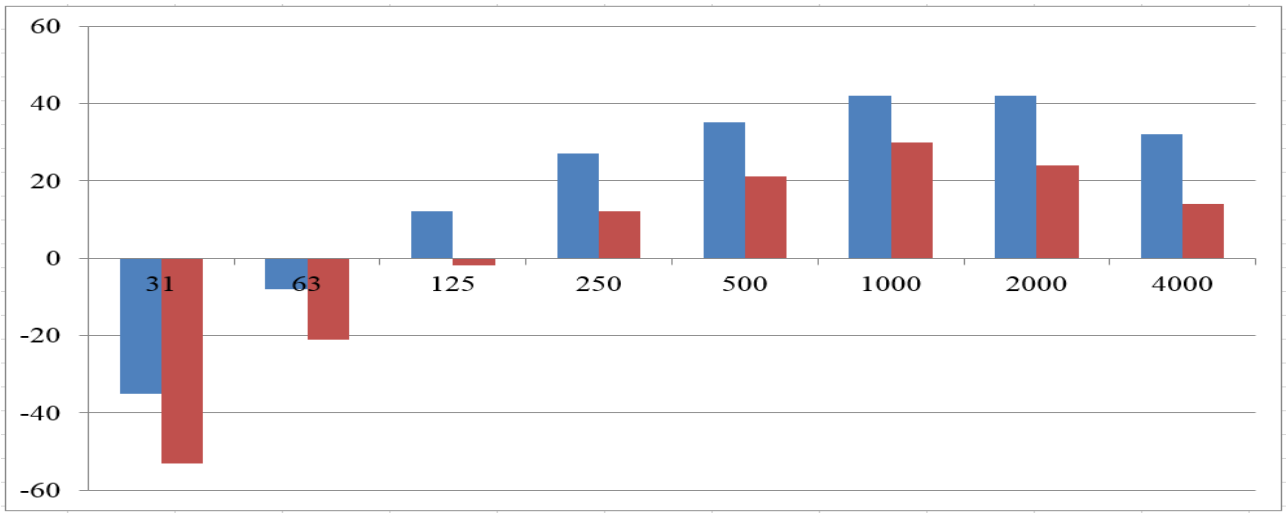


Рис.2. Превышение допустимых уровней для территорий дошкольных учреждений

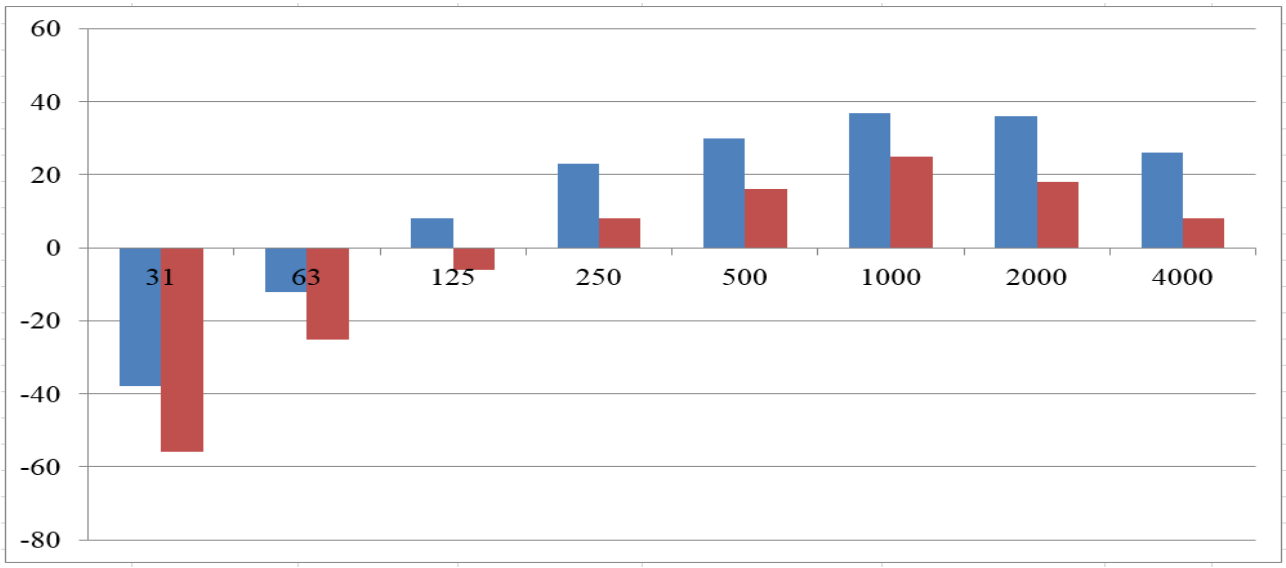


Рис.3. Превышение допустимых уровней для территорий гостиниц и общежитий

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные результаты позволяют сделать вывод о том, что на участках с активным автотранспортным движением города Мурома превышение допустимого уровня звукового давления, особенно в диапазоне наибольшей чувствительности человеческого уха (1000-4000 Гц), существенно и достигает 42 дБ по уровню максимума и 30 дБ по уроню среднего значения. В области низких частот (31-125 Гц) нормы в целом не превышены (с учётом допустимости в ряде случаев превышения уровня до 10 дБ). Для снижения уровня шума на средних частотах необходимо применение комплекса защитных мер.

Работа выполнена при поддержке грантов РФФИ 14-08-00186 и 18-38-00909.

Список используемых источников

1. Государственный доклад «О состоянии и об охране окружающей среды Российской Федерации в 2011 году» / Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации. – Режим доступа: - http://www.mnr.gov.ru/regulatory/detail.php?ID=130175.
2. Щелокова (Хромулина) Т.Д. Актуальность исследования шумового загрязнения в городах / Символ науки, №11, 2015. -С. 72-74.
3. Булкин В.В. Акустошумовое загрязнение промышленных городов (на примере г. Мурома) / Экологические системы и приборы, №1, 2016. –С.18-21.
4. Bulkin V.V., Kirillov I.N. Environmentally-Atmospherical Monitoring of Industrial Machine Builder State / Applied Mechanics and Materials Vol. 770 (2015). Pp. 686-689.
5. Патент РФ №2618486, G01W1/00. Устройство контроля распространения акустического шума на селитебной территории / Булкин В.В., Кириллов И.Н. Опубл.: 03.05.2017, Бюл. № 13.
6. ГОСТ 20444-2014. Шум. Транспортные потоки. Методы измерения шумовой характеристики. –М.: Издательство стандартов, 2014. - 37 с.
7. Методические рекомендации по учету шумового загрязнения в составе территориальных комплексных схем охраны среды городов. –М.: Издательство стандартов, 1998. - 28 с.
8. ГОСТ Р 53187-2008 Шумовой мониторинг городских территорий. –М.: Издательство стандартов, 2008. - 41 с.
9. СН 2.2.4/2.1.8.562-96. Шум на рабочих местах, в помещениях жилых, общественных зданий и на территории жилой застройки. –М.: Госкомсанэпиднадзор, 1996. -8 с.

С.М. Черняков;
Полярный геофизический институт, г.Мурманск

РАЗРУШЕНИЕ МЕТЕОРА В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ В ДЕКАБРЕ 2014 Г.: ГЕОМАГНИТНЫЕ ЭФФЕКТЫ

Камерой всего неба, расположенной на радиофизическом полигоне «Верхнетуломский» (68.60 с.ш., 31.75 в.д.) Полярного геофизического института, 19 декабря 2014 г. был зафиксирован след падения метеора, взрывное разрушение которого в 19:03:07 UT сопровождалось яркой вспышкой над Верхнетуломским водохранилищем (68.6° с.ш., 31.1° в.д.). По данным геомагнитной обсерватории «Лопарская» Полярного геофизического института (68.25° с.ш., 33.08° в.д.) рассмотрены геомагнитные эффекты, сопровождавшие разрушение метеора. Предположено, что геомагнитные вариации, появившиеся после взрыва метеора, вызваны прохождением ударной волны от этого взрыва.

Ключевые слова: геомагнитное поле, метеор, ударная волна

ВВЕДЕНИЕ

Процессы генерации и распространения волн, возникающих после вторжения и разрушения в атмосфере небесных тел, представляют интерес и постоянно исследуются. Вторжение метеороидов различных масштабов происходит постоянно. Геомагнитное поле является индикатором многих процессов, происходящих на Земле, в окружающем пространстве и на Солнце. Исследование реакции геомагнитного поля на вторжение метеороидов позволит выполнить классификацию его реакции на это явление и оценить степень его изменения в различных случаях. Разветвленная сеть магнитометрических станций, расположенных по всему земному шару позволяет непрерывно и высокой точностью измерять вариации геомагнитного поля. Тем самым появляется возможность контролировать изменения в околоземной плазме, вызванные воздействием на нее различных источников, в том числе и полетом метеороидов.

Вариации геомагнитного поля представляют собой наложение различных возмущений геомагнитного поля. Их идентификация представляет порой достаточно сложную задачу. Задача облегчается, если известны параметры явления, вызвавшего возмущение (место, время, характеристики и т.д.). Все это также относится к влетающим в земную атмосферу метеороидам, полет которых сопровождается различными процессами: нагревом, сгоранием и разрушением метеороида, генерацией различных типов волн, в том числе ударных, медленных магнитогидродинамических и акустико-гравитационных волн, а также возмущениями геомагнитного поля [1].

Несмотря на то, что наблюдение и анализ изменений параметров геомагнитного поля является простым и эффективным методом исследования физических процессов, сопровождающих падение небесных тел, тем не менее, эффект влияния на геомагнитное поле пролетов и разрушение метеороидов изучен недостаточно. До сих пор существуют различные механизмы генерации геомагнитных возмущений [2-5].

В работе рассмотрена реакция геомагнитного поля на разрушение метеора 19 декабря 2014 г. по данным обсерватории «Лопарская» Полярного геофизического института (ПГИ) (68.25° с.ш., 33.08° в.д.).

АППАРАТУРА НАБЛЮДЕНИЯ И МЕСТО ВЗРЫВА

19 декабря 2014 г. средствами оптического мониторинга состояния окружающей среды (камерой всего неба Полярного геофизического института на радиофизическом полигоне «Верхнетуломский», 68.60 с.ш., 31.75 в.д.) над Верхнетуломским водохранилищем (68.6°N, 31.1°E) был зафиксирован след падения метеора, разрушение которого в 19:03:07 UT сопровождалось яркой вспышкой.

Описание магнитовариационной станции в обс. «Лопарская» и получаемых данных можно найти на сайте ПГИ[1]. На рис. 1 показано место взрыва метеора и положение обс. «Лопарская»». Расстояние от места взрыва до обсерватории около 90 км.



Рис. 1. Место взрыва метеора и положение обсерватории «Лопарская»

ГЕОМАГНИТНЫЕ ЭФФЕКТЫ ПАДЕНИЯ МЕТЕОРА

На рис. 2 представлены вариации компонент геомагнитного поля H (два верхних рисунка), D (два средних рисунка) и Z (два нижних рисунка), зарегистрированных в обс. «Лопарская». Компоненты обозначены по осям ординат. Внизу на оси абсцисс показано время в UT. На нижнем рисунке каждой компоненты показано ее поведение в течение суток, на верхнем рисунке компоненты – выделен участок вблизи момента взрыва метеора. Вертикальной линией показано время разрушения метеора.

По данным камеры всего неба вспышка метеора была зарегистрирована в 19:03:07 UT. В H и Z компонентах это были импульсные изменения, достигающие 60 нТл. В D компоненте общее изменение было около 70 нТл и имело N-образный характер, который в ионосферных исследованиях связывают с прохождением ударной волны через ионосферу. Отметим, что распространение возмущения от места взрыва метеора было приблизительно вдоль D компоненты магнитного поля (см. рис. 1).

Реакция H компоненты на взрыв началась приблизительно через 110 с. Расстояние от места взрыва метеора до обс. «Лопарская» около 90 км. Т.о., скорость распространения воздействия от взрыва метеора на H компоненту магнитного поля Земли была равна приблизительно 820 м/с.

Подобные скорости соответствуют скоростям распространения ударных волн (УВ) [6]. В месте взрыва создается повышенное давление газа на порядок и более превосходящее давление в окружающей среде. За счет этого появляется нелинейная волна со значительной начальной амплитудой, которая распространяется со скоростью, превышающей скорость звука на ионосферных высотах.

Как правило, ударная волна в процессе распространения ослабевает, генерируя при этом акустико-гравитационные и медленные магнитогидродинамические волны. Поскольку расстояние от места взрыва до обс. «Лопарская» относительно невелико и на этом расстоянии существенного ослабления УВ не произошло, то явно выраженный импульсный характер реакции геомагнитного поля на взрыв можно объяснить тем, что это реакция на прохождение ударной волны.

Существует несколько механизмов появления геомагнитных вариаций после взрывов метеоров. Согласно Черногору [5] геомагнитный эффект может быть вызван модуляцией токовой струи возмущениями, приходящими от взрыва метеора. Это, в свою очередь, вызывает появление вариаций геомагнитного поля. Возможен другой механизм появления изменений в геомагнитном поле, связанный с прохождением ударной волны [3]. Ударная волна при своем движении вызывает модуляцию нейтральных компонент, которые в свою очередь оказывают влияние на состояние плазмы в районе наблюдения, а, следовательно, и геомагнитное поле. Еще один механизм генерации геомагнитных возмущений связан с прохождением ударной волны через

[1] http://pgi.ru (дата обращения 21.03.2018).

ионосферу и модуляцией заряженной компоненты ионосферы. Это в свою очередь приводит к образованию магнитогидродинамической (МГД) ударной волны [7]. Прохождение этой волны через район наблюдения может вызвать локальные измерения в заряженной компоненте, а, следовательно, в геомагнитном поле, которые и фиксируются наблюдателем. Однако, скорость распространения таких МГД волн на высотах D области ионосферы существенно меньше звуковых. В нашем случае, скорее всего, изменения в геомагнитном поле вызваны прохождением ударной волны [3].

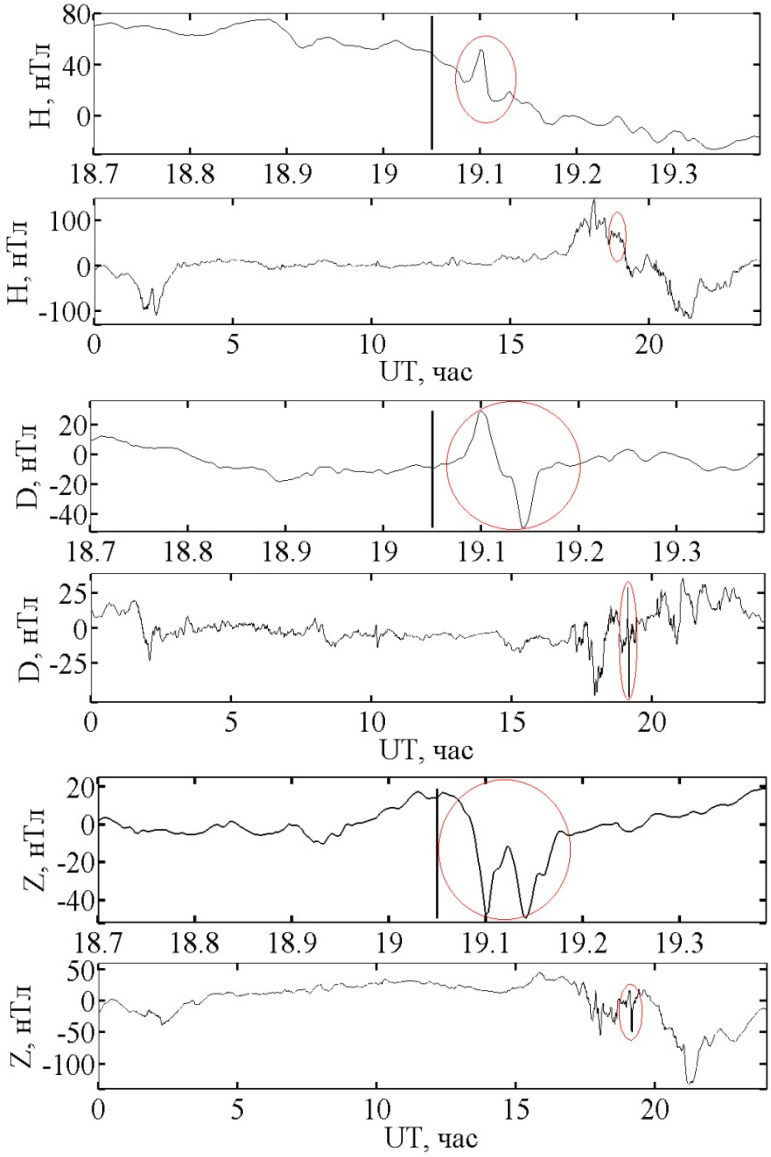


Рис. 2. Вариации геомагнитного поля, зарегистрированные в обс. «Лопарская» 19 декабря 2014 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотрено поведение геомагнитного поля после взрыва метеора над Верхнетуломским водохранилищем. Показано, что взрыв вызвал резкие измерения в поведении компонент поля, достигающие 70 нТл. Наиболее вероятным механизмом появления геомагнитных вариаций является прохождение в атмосфере ударной волны, вызванной взрывом метеора. Прохождение ударной волны вызвало модуляцию нейтральных компонент, которые в свою очередь оказали влияние на состояние плазмы в районе наблюдения.

Благодарности. Автор благодарит сотрудников лаборатории геофизических наблюдений ПГИ за предоставление геомагнитных данных, а также Козелова Б.В. и Турянского В.А. за информацию о метеоре.

Список используемых источников

1. Катастрофические воздействия космических тел / Под ред. В.В. Адушкина и И.В. Немчинова. - Институт динамики геосфер РАН. М.: ИКЦ «Академкнига», 2005. - 310 с.

2. Бронштэн В.А. Магнитный эффект Тунгусского метеорита // Геомагнетизм и аэрономия. – 2002. - Т.42, № 6. - С. 854-856.

3. Иванов К.Г. Геомагнитный эффект Тунгусского падения // Метеоритика. – 1964. - Вып. 24. - С. 141-151.

4. Рахматулин Р.А., Пашинин А.Ю., Липко Ю.В., Хомутов С.Ю., Бабаханов И.Ю. О возможной геоэффективности пролета Челябинского метеороида в магнитном поле Земли // Солнечно-земная физика. - 2013. - Вып. 24. - С. 64-69.

5. Черногор Л.Ф. Эффекты Челябинского метеороида в геомагнитном поле // Геомагнетизм и аэрономия. – 2014. - Т. 54, № 5. - С. 658-669.

6. Черногор Л.Ф. Колебания геомагнитного поля, вызванные пролетом Витимского болида 24 сентября 2002 г. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2011. - Т. 51, № 1. - С. 119-132.

7. Ландау Л.Д., Лифшиц Е.М. Курс теоретической физики. - Т. 8. - М.: Физматлит, 2016. – 656 с.

И.П. Чунчузов,
доктор физико-математических наук;
С.Н. Куличков,
доктор физико-математических наук;
О. Г. Попов,
В.П. Перепелкин
ИФА им. А.М. Обухова РАН

ИНФРАЗВУКОВОЙ МОНИТОРИНГ ТОНКОЙ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ АТМОСФЕРЫ

Представлены результаты исследования тонкой слоистой структуры атмосферы в области высот 20-130 км и нижнего слоя тропосферы до высоты 1км. Предложенная методика инфразвукового зондирования атмосферы базируется на явлении рассеяния акустических импульсов на слоистых неоднородностях скорости ветра и температуры, заполняющих непрерывно всю толщу атмосферы от поверхности земли до высот нижней термосферы порядка 130 км. Благодаря такому рассеянию акустическое поле проникает в так называемые зоны акустической тени на поверхности земли, где и обнаруживается экспериментально. По формам и временам пробега сигналов от наземных взрывов и вулканов (Камчатка, Эквадор), зарегистрированных в зоне тени, восстановлены вертикальные профили слоистых неоднородностей скорости ветра на высотах стратосферы и нижней термосферы (100-130 км), слабодоступных для других дистанционных методов зондирования атмосферы. Получены вертикальные спектры флуктуаций, которые сравнены с модельными спектрами и экспериментальными спектрами, полученными по данным радарных измерений в разных слоях атмосферы. Обнаружены слои с экстремально большими сдвигами скорости ветра в стратосфере (до 50 м/с/ км) и мезосфере (до 100 м/с/ км). Тонкие слои толщиной порядка 10 м с градиентами скорости ветра до 0.1 м/с/м обнаружены также в устойчиво-стратифицированном пограничном слое атмосферы на высотах 400-700 м путем зондирования этого слоя с помощью детонационного генератора акустических импульсов.

Ключевые слова: тонкая слоистая структура; акустическое зондирование; вертикальные спектры; рассеяние

ВВЕДЕНИЕ

Еще в 80-х годах прошлого века при регистрации сигналов от наземных взрывов разной мощности оставался необъясненным факт появления акустических сигналов в так называемых зонах акустической тени, где с точки зрения геометрической акустики их не должно быть [1]. Расчет поля акустического сигнала в атмосферных волноводах с вертикальными профилями эффективной скорости звука (скорость звука плюс проекция скороси ветра в направлении от источника к приемнику), полученными из данных радиозондирования и ракетного зондирования, не предсказывал появление в зонах тени сигналов наблюдаемой амплитуды и формы. Их появление было впервые объяснено наличием в реальной стратосфере тонких неоднородных слоев скорости ветра и температуры с малыми вертикальными масштабами (по сравнению с шагом измерения по высоте скорости ветра и температуры), которые вызывают частичное (френелевское) отражение сигналов к поверхности земли [1].

В то же время, на основе результатов уникальных измерений мерцаний звезд, проведенных с бортов орбитальных станций “Салют-7” и “Мир” [2], были получены также характеристики тонкой слоистой структуры плотности и температуры атмосферы. В частности, из спектров мерцаний звезд были восстановлены вертикальные спектры слоистых (анизотропных) неоднородностей плотности и температуры в стратосфере. Эти спектры указывали на наличие характерного вертикального масштаба этих неоднородностей порядка нескольких десятков метров.

Наличие устойчиво-стратифицированных слоев атмосферы, перемежающихся с более тонкими слоями мелкомасштабной турбулентности, обнаруживается также с помощью радаров и лидаров [3-6].

Тонкая структура атмосферы оказывает существенное влияние на перенос примесей, распространение акустических и электромагнитных волн в оптическом и радио диапазонах, что и определяет актуальность её исследования. Так как акустические волны очень чувствительны к временным вариациям вертикальных градиентов скорости ветра, от которых они отражаются, то инфразвук от наземных источников (взрывы, извержения вулканов, микробаромы) стал успешно

использоваться в настоящее время для зондирования тонкой слоистой структуры скорости ветра в верхней стратосфере, мезосфере и термосфере [7-8]. Следует отметить, что лучевые методы оказываются неприменимыми для восстановления тонкой слоистой структуры скорости ветра в атмосфере, так как ее вертикальные масштабы часто сравнимы с длинами инфразвуковых волн. В этом случае существенными становятся эффекты частичного отражения инфразвука на слоистых неоднородностях скорости ветра и температуры и его проникновения в области акустической тени (Рис.1). На основе этих эффектов и разработан метод инфразвукового зондирования атмосферы [7-9].

В настоящей статье приводятся результаты по восстановлению тонкой слоистой структуры скорости ветра в стратосфере и нижней термосфере с помощью инфразвуковых сигналов от наземных взрывов и вулканов.

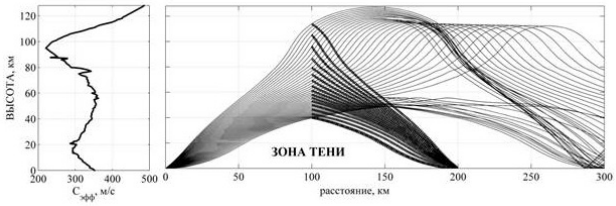


Рис. 1. Схема частичного отражения акустической волны от слоистых неоднородностей, заполняющих слой атмосферы от z = 40 км до z=120 км.

Приводятся также результаты зондирования устойчиво-стратифицированного пограничного слоя атмосферы с помощью детонационного генератора акустических импульсов

МЕТОД АКУСТИЧЕСКОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ТОНКОЙ СЛОИСТОЙ СТРУКТУРЫ СРЕДНЕЙ И ВЕРХНЕЙ АТМОСФЕРЫ (ВЫСОТЫ 20-130 КМ)

В основе метода зондирования лежит уравнение, полученное в [9], связывающее форму рассеянного сигнала от слоистых неоднородностей эффективного показателя преломления акустической волны с формой вертикального профиля этих флуктуаций в рассеивающем слое (стратосфера, мезосфера, нижняя термосфера) и формой падающего сигнала (рис.2). С помощью этого метода были впервые восстановлены профили флуктуаций скорости ветра в стратопаузе и нижней термосфере (90-140 км) в Эквадоре, Камчатке, Удмуртии, Италии [7-9] (рис.3). Из восстановленных профилей флуктуаций скорости ветра в верхней стратосфере (20-60 км) в разных частях земного шара были найдены общие закономерности в спадании вертикальных спектров флуктуаций при уменьшении вертикального масштаба флуктуаций. В среднем, эти спектры в стратосфере спадают по закону -3 в диапазоне вертикальных масштабов от нескольких километров до 10-100 м. Полученные спектры восстановленных флуктуаций и скорости ветра указывают на возможность получения с помощью описанного выше метода акустического зондирования новых данных о статистических характеристиках тонкой структуры поля скорости ветра в верхней стратосфере и нижней термосфере

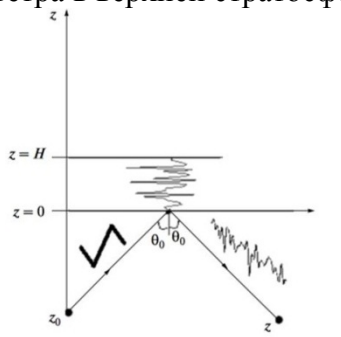


Рис. 2. *Схема падения волны на слой (0<z<H) и отражения от этого слоя.*

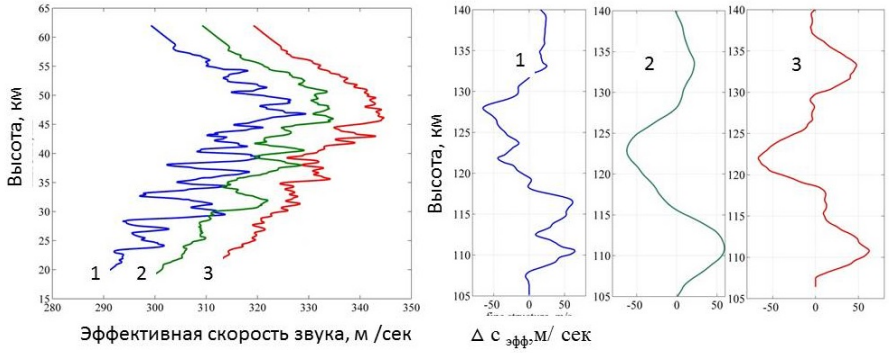


Рис. 3. *Вертикальные профили эффективной скорости звука C_{eff} (z) в стратосфере (высоты 15-55 км), восстановленные по трем сигналам от вулкана в Эквадоре, следующим друг за другом с интервалом времени порядка 15 мин (левая панель).*

Соответствующие вертикальные профили тонкой структуры профилей $C_{eff}(z)$ в термосфере (105-135км) – правая панель.

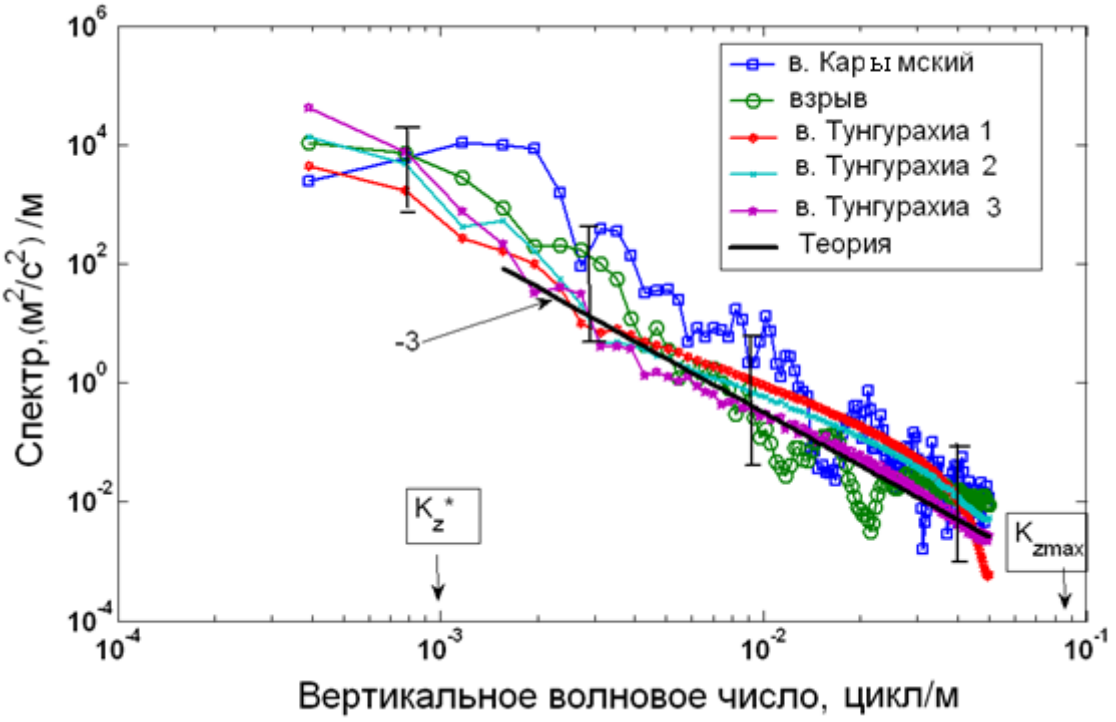
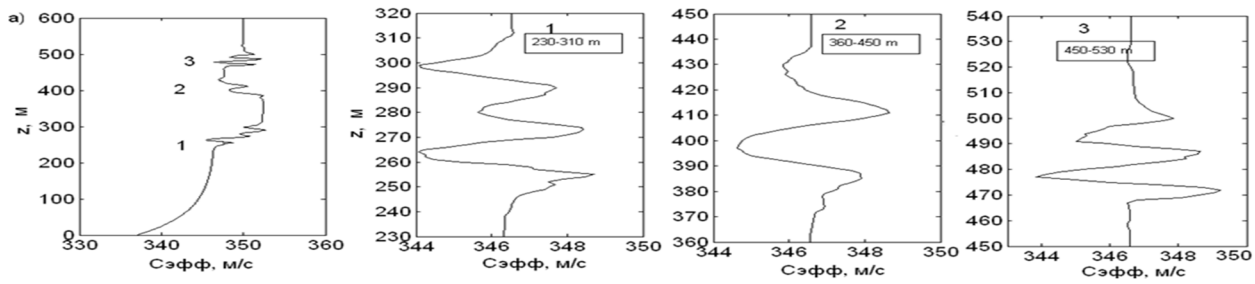


Рис. 4. *Вертикальные спектры флуктуаций $\Delta C_{eff}(z)$, восстановленных из стратосферных приходов от вулканов на Камчатке, в Эквадоре и наземного взрыва. Сплошная прямая линия соответствует наклону -3. По горизонтальной оси отложена линейная пространственная частота $k_z/(2\pi)$, где k_z - вертикальное волновое число. Вертикальными отрезками указаны 95-ти процентные доверительные интервалы спектральных оценок, а стрелками-характерные вертикальные волновые числа тонкой структуры атмосферы, полученные из модели ее формирования.*

СЛОИСТАЯ СТРУКТУРА УСТОЙЧИВО-СТРАТИФИЦИРОВАННОЙ НИЖНЕЙ ТРОПОСФЕРЫ

Частичное отражение акустических импульсов от тонких слоев (масштабы 1--30 м) , расположенных в устойчиво-стратифицированном пограничном слое атмосферы наблюдалось также при зондировании этого слоя акустическими импульсами с ударным фронтом, генерируемых специальными детонационными источниками в Армении (противоградовая акустическая установка) и вблизи Звенигорода. Восстановленные профили показаны на Рис.5. Наблюдаемые сдвиги скорости ветра достигали значений 0.1-0.3 м/с/м.



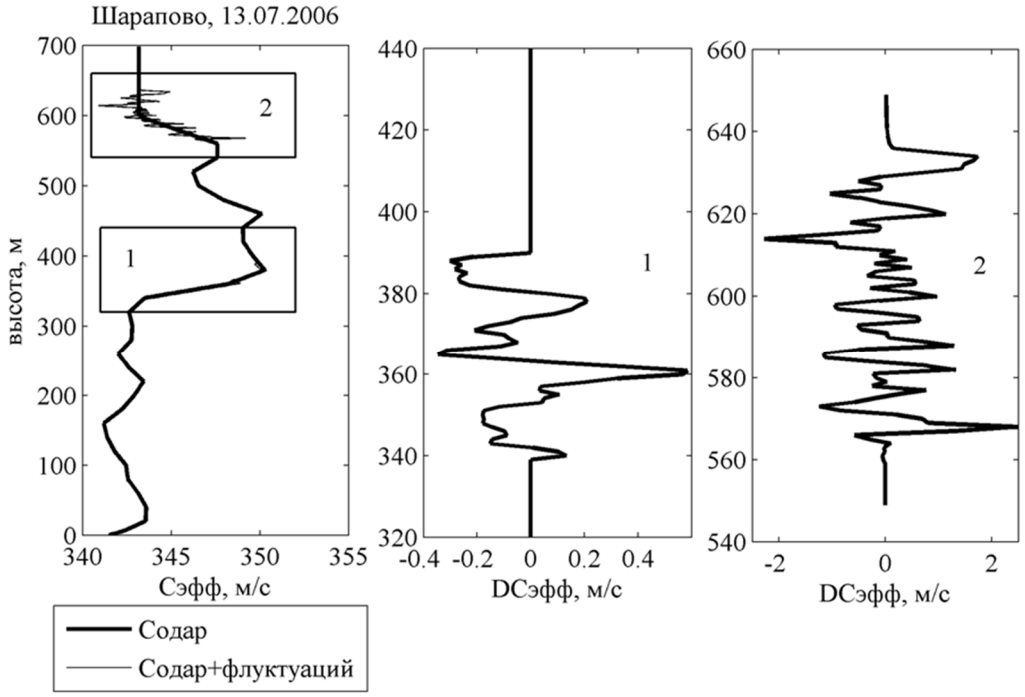


Рис. 5. *Вверху: Восстановленные профили вертикальных флуктуаций Ceff (z) в нижнем слое тропосферы по данным зондирования с помощью детонационного генератора ударных волн в Армении (противоградовая установка) в сентябре 2015 г. Внизу: Аналогичные профили флуктуаций Ceff (z) , полученные в августе 2006 г. вблизи Звенигорода. Флуктуации наложены на средний профиль, полученный с помощью содара (слева)*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Предложенный здесь метод акустического зондирования атмосферы оказался весьма эффектиынм дистанционным методом изучения детальной структуры поля скорости ветра и статистических характеристик его флуктуаций в слоях верхней стратосферы (30-55 км) и нижней термосферы (90-130 км) , которые были слабо изучены радарными, лидарными и спутниковыми методами зондирования.Благодаря высокой разрешающей способности метода были обнаружены тонкие слои с экстремально большими сдвигами скорости ветра в стратосфере, нижней термосфере и нижней тропосфере. Наличие тонкой слоистой структуры необходимо учитывать в современных моделях атмосферы для прогнозирования переноса примесей и дальнего распространения света, радиоволн и звука в атмосфере.

Работа выполнена при частичной поддержке грантов РФФИ №№ 16-05-00438, 18-55-05002, 18-05-00576 (разделы 1,2) и РНФ №14-47-00049 (раздел 3).

Список используемых источников

1. *Куличков С. Н., Буш Г. А.* Быстрые вариации инфразвуковых сигналов на больших расстояниях от однотипных взрывов. Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2001. Т.37. № 3. С. 331-338.

2. *Александров А.П., Гречко Г.М., Гурвич А.С., Кан В., Манаров М.Х., Пахомов А.И., Романенко Ю.В., Савченко С.А., Серова С.И., Титов В.Г.* Спектры вариаций температуры в стратосфере по наблюдениям мерцаний звезд из космоса // Изв. АН СССР. Физ. атмосф. и океана. 1990. Т. 26, № 1. С. 5–16. .

3. *Dalaudier F., Sidi C., Crochet M. et al.* Direct evidence of “sheets” in the atmospheric temperature field //J. Atmos. Sci. 1994.

4. *Rottger J.* Structure and dynamics of the stratosphere and mesosphere revealed by VHF radar investigations // Pure and Appl. Geophys. 1980. V.118. P.494-527.

5. *Meyer W., Philbrick C.R., Rottger J., Ruster R., Widdel H-U., and Schmidlin F.J.* Mean winds in the winter middle atmosphere above northen Scandinavia .// J. of Atmos. Terr. Phys. 1987, V.49. N7/8. P.675-687.

6. *Whiteway J., and Carswell A.I.* Rayleigh Lidar Observations of Thermal Structure and Gravity Wave Activity in the High Arctic during a Stratospheric Warming.// J. Atmos. Sci. 1994. V.51. N. 21. P.3122-3136.

7. *Chunchuzov, I., S. Kulichkov, V. Perepelkin, O. Popov, P. Firstov, J.D. Assink, E. Marchetti*, "Study of the wind velocity- layered structure in the stratosphere, mesosphere and lower thermosphere by using infrasound probing of the atmosphere", J. Geophys. Res., 120, 8828-8840, doi:10.1002/2015JD023276

8. И. П. Чунчузов, С. Н. Куличков, О. Е. Попов, В. Г. Перепелкин, А. П. Васильев, А. И. Глушков, П. П. Фирстов Характеристики тонкой вертикальной структуры ветра в стратосфере и нижней термосфере по инфразвуковым сигналам в области акустической тени //Известия РАН. Физика атмосферы и океана, 2015, т. 51, № 1, с. 69–87.

9. *Чунчузов И.П., Куличков С.Н., Фирстов П.П.* Об отражении акустической *N*-волны от слоистых неоднородностей атмосферы. Изв. РАН Физика Атмосферы и Океана, 2013, т. 49, №3. С.285-297.

СЕКЦИЯ №2

РАДИОЛОКАЦИОННОЕ (АКТИВНОЕ И ПАССИВНОЕ) ЗОНДИРОВАНИЕ АТМОСФЕРЫ И ЗЕМНЫХ ПОКРОВОВ

Р.Р. Акбашев;
П.П. Фирстов,
доктор физико-математических наук
Камчатский филиал ФИЦ «Единая геофизическая служба РАН», г. Петропавловск-Камчатский

ОТКЛИК ГРАДИЕНТА ПОТЕНЦИАЛА ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ АТМОСФЕРЫ НА ПРОХОЖДЕНИЕ ЭРУПТИВНЫХ ОБЛАКОВ ОТ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ (КАМЧАТКА)

В районе вулкана Шивелуч установлены два флюксметра для регистрации градиента потенциала электрического поля атмосферы (*V'* ЭПА). Зарегистрирован отклик в динамике *V'* ЭПА на прохождение эруптивных облаков, возникающих во время эксплозивных извержений вулкана. В ближней зоне (< 50 км) при выпадении пепла зарегистрированы сигналы отрицательной полярности с максимальными значениями до 5 кВ/м. В дальней зоне (>100 км) зарегистрированы сигналы положительной полярности. Это связано с различной пепловой нагрузкой эруптивных образований. Регистрация сигналов в *V'* ЭПА, возникающих при прохождении эруптивных облаков, может быть одной из составляющих комплексных наблюдений за вулканическими извержениями. [2]

Ключевые слова: вулкан, извержение, пепел, электризация, эруптивное облако, градиент потенциала электрического поля атмосферы.

ВВЕДЕНИЕ

По современным представлениям электрическое поле атмосферы (ЭПА) связано с множеством процессов, происходящих в атмосфере, ионосфере и магнитосфере Земли, объединенные общим понятием – Глобальная электрическая цепь (ГЭЦ). Как известно под ГЭЦ подразумевают существование распределенного электрического контура с «генераторами», роль которых выполняют планетарные грозовые процессы, и областями с «хорошей» погодой, в которых происходит рассеивание энергии ГЭЦ.

С другой стороны ЭПА определяется так же местными факторами как антропогенного характера – загрязнение воздуха (и как следствие изменение проводимости воздуха), так и природного характера, такие как влияния восхода солнца, тумана, извержения вулканов, пылевых и снежных бурь. Локальные факторы приводят к значительным возмущениям градиент потенциала ЭПА (*V'* ЭПА), значение которого в пике может превышать первые единицы кВ/м и иметь разную полярность. Такие факторы вносят определенный вклад в ГЭЦ и, на ряду, с изучением грозовых явлений требуют своих научных изысканий.

Полуостров Камчатка является уникальным полигоном для изучения атмосферно-электрических эффектов связанных с взаимодействием литосферы и атмосферы, обусловленное такими геодинамическими процессами как землетрясения и вулканические извержения. Четыре наиболее активных вулканов полуострова Камчатка образуют Северную группу: вулкан Шивелуч, вулкан Ключевской, вулканы Безымянный и Плоский Толбачик. В вблизи этой группы вулканов в поселках Ключи (KLYG) и Козыревск (KZYG) для регистрации градиента потенциала (*V'*) ЭПА работает электростатический флюксметр «ЭФ-4», описание которого дано в работе [1]. Это позволяет, на ряду, с традиционными задачами атмосферного электричества (изучение унитарной вариации, механизмы ГЭЦ и т.д.), изучать атмосферно-электрические эффекты,

[2] Работа выполнена при финансовой поддержки гранта РФФИ № 18-35-00175\18.

возникающие при формировании и распространении пепло-газовых облаков от эксплозивных извержений вулканов [2].

В работе дано описание отклика *V'* ЭПА при прохождении вулканических облаков от сильных эксплозивных извержений вулкана Шивелуч в 2014-2017 гг.

МЕТОДИКА НАБЛЮДЕНИЙ

Селекция сигналов, связанных с откликом в *V'* ЭПА на прохождение эруптивных облаков, осуществлялась на основе анализа динамики извержений по данным геофизического и спутникового мониторингов активности вулкана Шивелуч, реализующиеся в КФ ФИЦ ЕГС РАН. Это обеспечивается: сетью радиотелеметрических сейсмических (РТСС) и инфразвуковых станций, установленных вблизи действующих вулканов (рис. 1); мониторингом термальных аномалий по космическим снимкам; визуальными и видеонаблюдениями. Ближайшая РТСС «Семкорок» (SMK) расположена в 10 км к юго-востоку от вулкана Шивелуч. Запись эксплозивного землетрясения дает информацию о начале извержение.

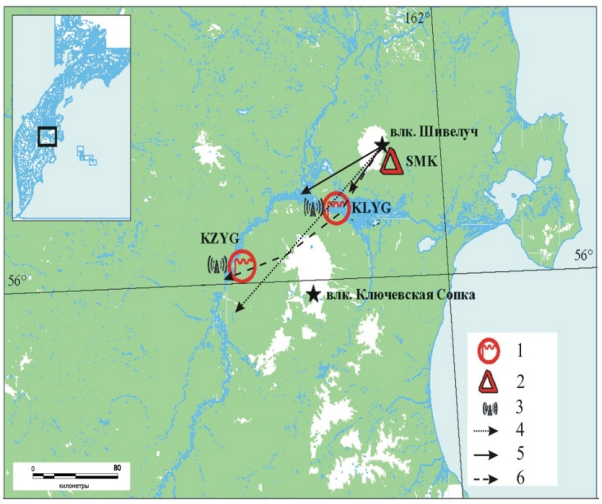


Рис. 1. Схема расположения пунктов регистрации E_Z ЭПА в районе Северной группы вулканов и трассы эруптивных облаков от извержений вулкана Шивелуч, которые имели отклик в V' ЭПА

1-*флюксметр,* 2- *сейсмическая станция,* 3-*инфразвуковая станция; траектории движения эруптивных облаков при извержениях:* 4- *2014 г.,* 5-*16.12.2016 г.,* 6-*14.06.2017 г.*

Данные баллонного зондирования, которое проводится два раза в сутки на метеорологической обсерватории «Ключи» Камчатского управления по гидрометеорологии и мониторингу за окружающей средой, дают возможность определять направление и скорость распространения эруптивных облаков от эксплозивных извержений (http://www.esrl.noaa.gov/raobs/intl/intl2000.wmo). Координаты вулканических молний, определяемые по данным мировой сети WWLLN, являются еще одним методом трассирования эруптивного шлейфа [2,6]. Такой комплекс данных позволяет выделять возмущения в *V'* ЭПА, связанные с прохождением эруптивных пепло-газовых шлейфов.

АКТИВНОСТЬ ВУЛКАНА ШИВЕЛУЧ И ОТКЛИК *V'* ЭПА ПРИ ПРОХОЖДЕНИИ ЭРУПТИВНЫХ ОБЛАКОВ

Экструзивный купол на самом северном из действующих вулканов Камчатки Шивелуч (56°47' с. ш., 157°56' в.д.) имеет высоту 2500 м н.у.м. Он формировался в течение более 50 лет после катастрофического извержения 1956 года. В последние десятилетие для него характерны экструзивно-эксплозивные извержения, обусловленные медленным выжиманием магмы и дальнейшим формированием купола, которые периодически сопровождаются сильными пепловыми эксплозиями. При некоторых из них эруптивное облако достигает высоты тропопаузы (~10 км н.у.м.), а иногда при соответствующих направлениях ветра в поселках Ключи и Козыревск выпадает пепел.

В период 2014-2017 гг. непрерывных наблюдений за вариациями *V'* ЭПА зарегистрировано три случая, когда эруптивные облака от эксплозий вулкана Шивелуч прошли вблизи пунктов регистрации *V'* ЭПА (рис. 1, табл.), чему способствовали условия хорошей погоды и соответствующее направление ветра.

Таблица.

Параметры сигналов *V'*ЭПА, зарегистрированных в пунктах наземного базирования при прохождении эруптивных облаков от извержений вулкана Шивелуч.

№	Дата	t_0	KZYG			KLYG			
			полярность	*V'*, В/м	$_{\Delta}$t, мин.	полярность	*V'*, В/м	$_{\Delta}$t, мин.	δ, гр/м^2
1	14.12.2014	10:17:55	+	170	85	Пункт не работал			
2	16.12.2016	22:31:32	Облако прошло мимо			–	-1249	51	20
3	14.06.2017	16:26:37	+	+1082	140	– +	–5877 +4820	40 34	~300

Примечание. t_0 –время начала извержения, $_{\Delta}$t- длительность сигнала, δ- количество пепла на 1 кв. м..

Через 1 час и 46 мин после извержения вулкана Шивелуч 16.11.2014 г. в 10:18[3] на записи *V'* АЭП в пункте KZYG выделяются четкие вступления двух аномалий (12 ч 04 мин и 13 ч 10 мин) общей длительностью ~1.5 часа. Поведение метеорологических величин для этого периода было без сильных вариаций, что говорит об условиях хорошей погоды (УХП) При этом в максимуме значение *V'* АЭП достигает +70 В/м (рис. 2а). Наличие УХП дает основание рассматривать вариации *V'* АЭП как следствие электризации эруптивного шлейфа, траектория которого проходила в 25 км восточнее пункта KZYG на высоте (9-10 и 12 км) [2].

В 16 декабря 2016 г. 22:31 на в. Шивелуч произошло эксплозивное извержение, для которого на основании интенсивности сейсмического сигнала высота эруптивного облака оценивается в 5.6 км н.у.м. Спустя ~ 2 часа в поселке Ключи, расположенном южнее в 48 км от вулкана Шивелуч по азимуту 30°, был зарегистрирован пеплопад интенсивностью 20 г/м^2.

Выпавший пепел был представлен мелкой фракцией, которая распространялась на высотах 2.5÷3.0 км в южном - юго-западном направлении в соответствии с ветровой стратификацией. В то время как на высотах более 5 км эруптивное облако распространялось в западном – юго-западном направлении, что было зафиксировано спутниковыми снимками. Выпадения пепла в п. Ключи сопровождалось резким уменьшением *V'*ЭПА, значение которого в пике составило -1230 В/м и длительностью примерно 45 минут (рис. 2б). Такой отклик *V'* ЭПА свидетельствует о том, что пепловое облако, представленное мелкой фракцией, несло мощный отрицательный заряд.

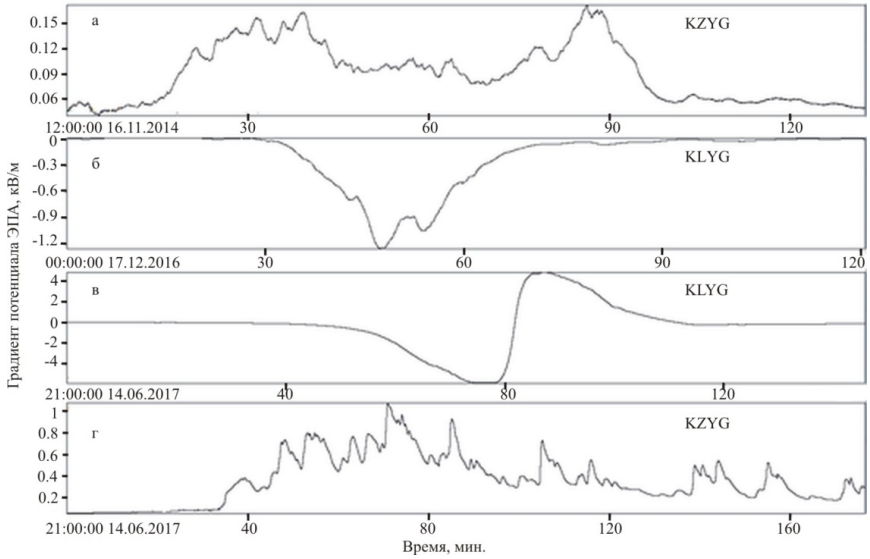


Рис. 2. Отклик V' ЭПА, зарегистрированный на флюксметрах наземного базирования при прохождении эруптивных облаков от эксплозивных извержений вулкана Шивелуч: а – *KZYG, 14.12.2014 г.;* б – *KLYG,* 16.12.2016 *г.;* в – *KLYG, 14.06.2017 г. ;* г – *KZYG, 14.06.2017 г.*

При извержении вулкана Шивелуч 14 июня 2017 г. наблюдалось удачное сочетание направления ветра и условий хорошей погоды, позволившие зарегистрировать вариации *V'* ЭПА при прохождении эруптивного облака в поселках Ключи и Козыревск.

[3] Здесь и далее время UTC

На основании записи сейсмического сигнала РТСС SMK высота эруптивного облака оценивается в 12 км н.у.м. Характер записи сейсмического и акустических сигналов указывают на взрывной характер извержения. По сравнению с предыдущим во время этого извержения в атмосферу было выброшено значительно больше пепла, на что указывают большие значения *V'* ЭПА в обоих пунктах KLY и KZY (рис. 2 в, г). Время прихода сигнала, при его длительности один час и пятнадцать минут в пункт KLY, согласуется как с ветровой стратификацией атмосферы, полученной по высотному балонному зондированию атмосферы в пос. Ключи, так и с анализом спутниковых снимков (HIMAWARI-8) (рис.3 а,б,в), по последним так же определено кольцевое формирование эруптивной тучи диаметром 70 км в первый час после извержения. Ни рис. 3 г,д,е показаны фрагменты видеонаблюдения, на которых зафиксирован подход и «накрывание» эруптивным облаком п. Ключи.

Значительное количество пепла, выпавшего в пункте KLY на расстоянии 45 км от вулкан ~300 г/м^2, согласуется с большим размахом амплитуды биполярного сигнала -6<*V'*ЭПА<5 кВ/м (рис. 2 в). Согласно базовым моделям [3], по форме сигнала можно предположить, что заряд эруптивного облака представлял собой горизонтальный диполь, ось которого ориентирована вдоль движения. При выпадении более крупных частиц пепла регистрировался отрицательный *V'* ЭПА, а затем фиксировалось прохождение аэрозольной составляющей, имеющий положительный заряд.

Однополярный сигнал от шлейфа эруптивного облака в KZY, так же как и в первом случае, имел положительный заряд. Продолжительность аномалии была более трех часов с *V'max* = 1000 В/м (рис. 2 г).

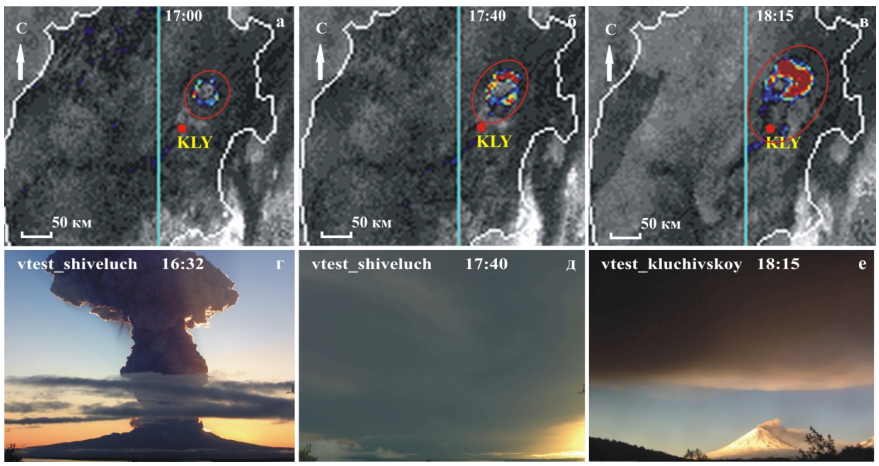


Рис.3 а, в, г – спутниковые снимки (HIMAWARI-8) эруптивного облака от извержения в. Шивелуч. Данные получены в режиме реального времени на приёмной станции Унискан-36, установленной в ИВиС ДВО; г, д, е – кадры видеонаблюдения на в. Шивелуч и в. Ключевской.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Эксплозивные извержения вулканов полуострова Камчатка являются естественным фактором, который приводит к возникновению электрических структур локального масштаба. Многие зарубежные исследователи [4,5], изучали электризацию вулканических облаков, но в настоящее время механизм этих сложных электрических образований достаточно полно не изучен. Поэтому авторы надеются, что регистрация *V'* АЭП в районе Северной группы вулканов, где часто происходят извержения, позволит получить значительный объем экспериментального материала, который даст возможность исследовать формы сигнала и его связь с генезисом вулканических эксплозий.

Работа выполнена при финансовой поддержки гранта РФФИ № 18-35-00175\18.

Список используемых источников

1. *Ефимов В.А., Орешкин Д.М., Фирстов П.П., Акбашев Р.Р.* Применение электростатического флюксметра ЭФ-4 для исследований геодинамических процессов // Сейсмические приборы. - 2013. - Т. 49. № 4.- С.35-46.

2. *Фирстов П.П., Акбашев Р.Р., Холзворт Р., Чернева Н.В., Шевцов Б.М.* Атмосферно-электрические эффекты во время эксплозии вулкана Шивелуч 16 ноября 2014 г. // Известия РАН, ФАО. - 2017. - Т.53. № 1. - С. 29–37.

3. *Чернева Н.В., Пономарев Е.А, Фирстов П.П., Бузевич А.В.* Базовые модели источников вариаций вертикальной компоненты атмосферного электрического поля // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. - 2007. - № 2, Вып. 10.- С. 60-64.

4. *Hatakeyama H.* On the disturbance of the atmospheric potential gradient caused by the smoke-cloud of the volcano Yakeyama// J. Geomagn. Geoelect., -1949, Kyoto 1,48- 51.

5. *James M.R., Lane S.J., Gilbert J.S.* Volcanic plume monitoring using atmospheric electrical potential gradients // J. Geol. Soc. London. 1998. № 155. P. 587-590;

6. *Shevtsov B.M., Firstov P.P., Cherneva N.V., Holzworth R. H., Akbashev R.R.* Lightning and electrical activity during the Shiveluch volcano eruption on 16 November 2014 // Nat. Hazard Earth Syst. Sci. - 2016. - №3, V. 16.- P. 871–874. doi:10.5194/nhessd-16-871-2016.

Н.В. Бахметьева
доктор физико-математических наук;
Г.И. Григорьев
кандидат физико-математических наук;
Е.Е. Калинина;
И.Н. Жемяков
Научно-исследовательский радиофизический институт, Нижегородский государственный университет им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород

ВОЛНОВЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ НЕЙТРАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ НА ВЫСОТАХ МЕЗОСФЕРЫ И НИЖНЕЙ ТЕРМОСФЕРЫ ЗЕМЛИ

Приводятся результаты измерений параметров нейтральной компоненты – температуры, плотности, скорости вертикального движения на высотах мезосферы и нижних термосферы. Для определения этих параметров использовался метод, основанный на создании искусственных периодических неоднородностей ионосферной плазмы высокочастотным радиоизлучением мощного наземного стенда. Показано, что высотно-временные вариации этих параметрах содержат значительную волновую составляющую. Приводятся периоды и амплитуды атмосферных волн.

Ключевые слова: мезосфера, нижняя термосфера, волны, искусственные периодические неоднородности, вертикальные движения, температура. плотность.

ВВЕДЕНИЕ

Атмосферные волны возбуждаются, как правило, в нижней атмосфере. Их природными источниками являются метеорологические процессы – грозы, ураганы, сильные шторма, а также землетрясения, орографические особенности местности. Эти волны переносят энергию и импульс в верхние слои – в мезосферу и нижнюю термосферу. Восходно-заходные явления в ионосфере, солнечные и лунные затмения вызывают волновые возмущения электронной концентрации в ионосфере [1]. Источниками волн искусственного происхождения служат наземные взрывы, запуски ракет и космических аппаратов, нагрев электронной компоненты ионосферы высокочастотным радиоизлучением. Проявление волновых движений в вариациях характеристик ионосферы и нейтральной атмосферы, в параметрах радиоволн, распространяющихся на трассах различной протяженности и ориентации, является одной из актуальных задач физики ионосферы и распространения радиоволн. Все возрастающий со временем интерес к этой проблеме во многом обусловлен влиянием, которое они могут оказывать на работу радиосистем навигации и радиолокации, а также модернизацией наблюдательной (измерительной) техники и развитием новых методов измерений. В данной работе приведены результаты исследований волновых движений в нижней ионосфере на основе определения параметров ее нейтральной компоненты методом, основанным на резонансном рассеянии радиоволн на искусственных периодических неоднородностях (ИПН) ионосферной плазмы, создаваемых мощным КВ радиоизлучением нагревного стенда СУРА.

МЕТОД ИССЛЕДОВАНИЯ НЕЙТРАЛЬНОЙ АТМОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ СОЗДАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ ПЕРИОДИЧЕСКИХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЫ

Метод исследования ионосферы с помощью создания ИПН и методика определения характеристик нейтральной атмосферы подробно изложена в монографиях [2,3]. Неоднородности создаются в поле стоячей волны, образующейся при отражении от ионосферы мощной радиоволны, излучаемой в зенит синфазно работающими передатчиками стенда СУРА (56,1°N;46,1°E). При зондировании периодической структуры пробными радиоволнами, которые излучаются в импульсном режиме также передатчиками нагревного стенда на стадии релаксации неоднородностей, рассеянный ими сигнал принимается антенной системой и приёмниками установки частичных отражений, расположенной на расстоянии 1 км от нагревного стенда. Регистрируются квадратурные компоненты рассеянного сигнала, по которым стандартным образом определяются его амплитуда и фаза. На основе измерений амплитуды и фазы сигнала,

рассеянного периодическими неоднородностями, определяются важнейшие характеристики нейтральной составляющей атмосферы Земли в нижней ионосфере – скорость вертикального движения, которая на указанных высотах совпадает со скоростью плазмы [4], температура и плотность, скорость турбулентного движения до высоты турбопаузы [2,3]. Высотно-временные вариации этих параметров позволяют получить информацию о характеристиках распространяющихся атмосферных волн, влияющих на состояние нижней ионосферы. По окончании работы нагревного стенда ИПН разрушаются (релаксируют). На высотах Е-слоя процесс релаксации ИПН после прекращения воздействия на ионосферу происходит под действием амбиполярной диффузии, что позволяет использовать высотные зависимости характеристик рассеянного сигнала для определения многих важнейших параметров нейтральной атмосферы и ионосферы. Шаг съема данных по высоте обычно составляет 0,7 или 1,4 км. Воздействие на ионосферу производится в течение 3 с с периодом 15 с, после чего стенд СУРА переводится в режим импульсной диагностики, излучая пробные волны с частотой 50 Гц. Погрешность определения скорости не превышает нескольких десятков см/с, температуры и плотности – нескольких процентов. Эти методом нами были исследованы восходно-заходные явления в нижней ионосфере, изучена реакция ионосферы на частные солнечные затмения, обнаружено влияние возмущений от наземного промышленного взрыва на D-область ионосферы [5-7].

В нижней части Е-области ионосферы (90–120 км) время релаксации неоднородностей τ определяется выражением

$$\tau = \frac{1}{K^2 D} = \frac{M\nu_{im}}{\kappa(T_{e0}+T_{i0})K^2} \qquad (1)$$

где κ есть постоянная Больцмана, $K=4\pi/\lambda$ – волновое число стоячей волны, $\lambda=\lambda_0/n$ – длина волны в среде, D_a – коэффициент амбиполярной диффузии, M_i – молекулярная масса ионов, T_{e0} и T_{i0} – фоновые (невозмущенные) температуры электронов и ионов, ν_{im} – частота столкновений ионов с молекулами [2,3]. Выражение (1) лежит в основе определения большинства параметров нижней ионосферы. На рис.1 приведены высотные профили характеристик сигнала, рассеянного ИПН: времени релаксации τ – левая панель, амплитуды A – средняя панель и скорости вертикального движения V– правая панель для измерений 09.08.2017. Показан каждый профиль, полученный с периодом 15 с, линиями с точками обозначены усреднённые за интервал 15 минут значения определяемых параметров.

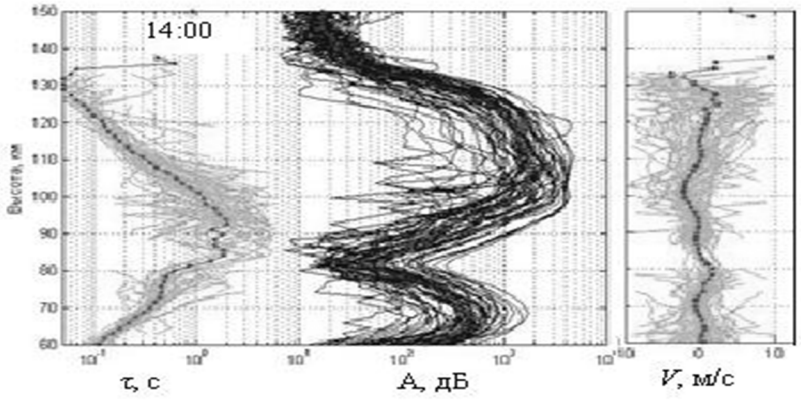


Рис.1. Высотные профили времени релаксации – левая панель и амплитуды – средняя панель сигналов, рассеянных искусственными периодическими неоднородностями, скорости вертикального движения среды – правая панель для одного из 15-минутных сеансов измерений 09.08.2017; кривой с точками показан средний профиль за сеанс

На приведенных высотных профилях амплитуды и времени релаксации рассеянного сигнала разброс значений в интервале высот 85–100 км обусловлен развитием атмосферной турбулентности [1,2,8]. Скорость достоверно определяется в интервале высот 60 – 130 км.

ВАРИАЦИИ СКОРОСТИ ВЕРТИКАЛЬНОГО ДВИЖЕНИЯ ПЛАЗМЫ

Результаты длительных наблюдений методом ИПН показали, что в высотно-временных вариациях времени релаксации рассеянного сигнала, вертикальной скорости нейтрального газа, температуры и плотности атмосферы постоянно присутствуют колебательные движения различных периодов. На рис. 2 приведены зависимости вертикальной скорости от времени для наблюдений 26.09.2017. Во время наблюдений скорость меняла направление, модуль скорости, как правило, увеличивался с высотой. С ростом высоты амплитуда волновых движений, вносящих вклад в вариации вертикальной скорости, нарастала, достигая иногда 12–15 м/с. Вертикальные длины волн, определенные по высотным профилям $V(z)$, изменялись от 3–5 км до 30 км в разные периоды наблюдений. Волновые движения имели периоды, характерные для внутренних гравитационных волн (ВГВ). Эти особенности, а именно рост возмущений скорости с высотой, периодические вариации с периодами от 10–15 минут до нескольких часов, вертикальный масштаб в несколько км, характерны для распространения ВГВ на мезосферно-термосферных высотах.

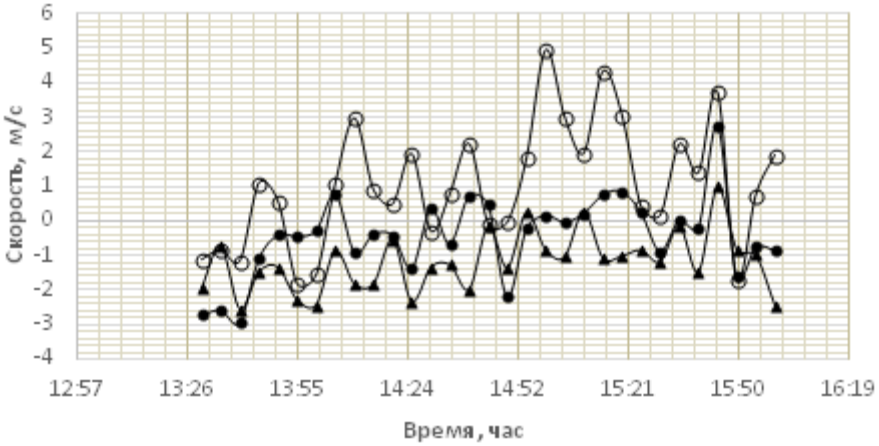


Рис. 2. Зависимости вертикальной скорости от времени для наблюдений 26.09.2017 на трех высотах: 100 км – треугольники, 105 км – точки и 112 км – кружки, полученные по усредненным за 5-ти минутные интервалы значений времени релаксации

ТЕМПЕРАТУРА И ПЛОТНОСТЬ НЕЙТРАЛЬНОЙ КОМПОНЕНТЫ

Формула (1) для времени релаксации сигнала, рассеянного неоднородностями, является основой для определения температуры T и плотности ρ нейтральной компоненты в нижней части области E до высоты 120–130 км. Методика определения этих параметров подробно описана в [2,3]. В большинстве экспериментов наблюдались волновые вариация температуры и плотности, часто имевшие нестабильный характер. Естественно было предположить, что подобного рода возмущения могут быть обусловлены распространением внутренних гравитационных волн. На рис. 3 приведены зависимости температуры и плотности нейтральной компоненты от времени на двух высотах области E.

Наиболее глубокие вариации температуры наблюдались на высоте 112 км, после чего в течение полутора часов значения температуры не определялись вследствие того, что высотная зависимость $\tau(z)$ не являлась диффузионной. Высота 100 км (рисунок для нее не приведен) находилась еще в турбулентной области, а выше нее турбулентное перемешивание сменялось диффузионным разделением газов, и зависимости $T(t)$ на высотах 105 и 112 км приобрели более регулярный вид, включая волновые вариации с наиболее выраженными периодами 15–30 минут. Не совсем понятны, правда, довольно большие значения температуры на высоте 112 км.

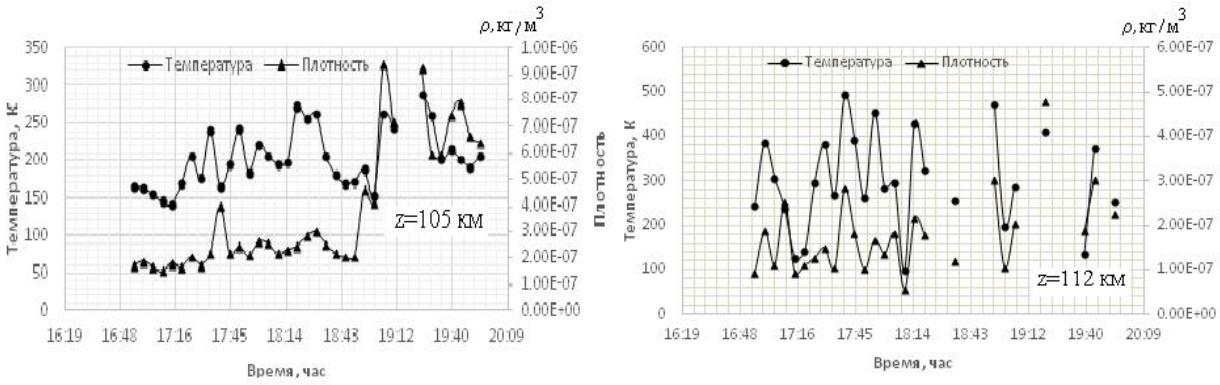


Рис. 3. Зависимости температуры и плотности нейтральной компоненты от времени для высот 105 и 112 км, полученные в дневные часы 09.08.2017; *каждая точка соответствует усреднению первичных данных по интервалу времени 5 минут*

Проведенное ранее авторами в [9] моделирование параметров волновых возмущений характеристиками ВГВ на основе других измерений методом ИПН показало, что оно удовлетворительно только для волн сравнительно коротких периодов – до 30 минут.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты измерений параметров нейтральной компоненты и скорости вертикального движения методом, основанным на создании искусственных периодических неоднородностей, показали, что в мезосфере и нижней термосфере регулярно распространяются атмосферные волны, достигающие наибольшей интенсивные во время природных возмущений. Амплитуда волн может достигать значительных величин – до 50 К по температуре и до 12–15 м/с по вертикальной скорости. Такие волны могут оказать значительное влияние на результаты измерения полного электронного содержания в ионосфере. Отметим, что в работе методом, основанным на высокочастотном воздействии на ионосферу излучением мощного нагревного стенда, определяются параметры регулярной, то есть невозмущенной, среды.

Работа выполнена в рамках Государственного задания Минобрнауки РФ по проекту № 5.8092.2017/БЧ – экспериментальная часть; обработка результатов производилась частично при поддержке РФФИ в рамках гранта № 18-05-00293.

Список используемых источников

1. *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. – М.: Мир. 1978. 532 с.
2. *Беликович В.В., Бенедиктов Е.А., Толмачева А.В., Бахметьева Н.В.* Исследование ионосферы с помощью искусственных периодических неоднородностей. – Нижний Новгород: ИПФ РАН. 1999, 155 с.
3. *Belikovich V.V., Benediktov E.A., A.V. Tolmacheva, Bakhmet'eva N.V.* Ionospheric Research by Means of Artificial Periodic Irregularities – Copernicus GmbH, 2002. Katlenburg-Lindau, Germany, 160 pp.
4. *Гершман Б.Н.* Динамика ионосферной плазмы. – М.: Наука. 1974, 256 с.
5. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Каган Л.М., Понятов А.А.* Заходно-восходные характеристики спорадических слоев ионизации в нижней ионосфере, наблюдаемые методом резонансного рассеяния радиоволн на искусственных периодических неоднородностях ионосферной плазмы // Известия вузов. Радиофизика. – 2005. – Т. 48. – № 1. – С. 16 – 32.
6. *Бахметьева Н.В., Вяхирев В.Д., Калинина Е.Е., Комраков Г.П.* Нижняя ионосфера Земли во время частных солнечных затмений по наблюдениям вблизи Нижнего Новгорода // Геомагнетизм и аэрономия. – 2017. – Т. 57. – № 1. – С. 64 – 78.

7. *Бахметьева Н.В., В.В. Беликович, Е.А. Бенедиктов и др*. Вертикальные движения в нижней ионосфере во время наземного промышленного взрыва // Геомагнетизм и аэрономия. – 1996. – Т. 36. – № 6. – С. 43 – 50.

8. *Бахметьева Н.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В.* Искусственные периодические неоднородности, гидродинамические неустойчивости и динамические процессы в мезосфере – нижней термосфере // Известия вузов. Радиофизика. – 2010. – Т. 53. – № 11. – С. 695 – 711.

9. *Бахметьева Н.В., Беликович В.В., Григорьев Г.И., Толмачева А.В.* Влияние акустико-гравитационных волн на вариации параметров нижней ионосферы по наблюдениям с помощью искусственных периодических неоднородностей // Известия вузов. Радиофизика. – 2002. – Т.45. – № 3. С. 233 – 242.

Ю.Б. Башкуев
доктор технических наук, профессор;
М.Г. Дембелов
кандидат физико-математических наук;
Д.Г. Буянова
кандидат физико-математических наук;
И.Б. Нагуслаева
кандидат физико-математических наук;
В.Б. Хаптанов
кандидат физико-математических наук
Институт физического материаловедения СО РАН, г.Улан-Удэ

ПОВЕРХНОСТНЫЕ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫЕ ВОЛНЫ В АРКТИКЕ: РАЗВИТИЕ ТЕОРИИ, ЭКСПЕРИМЕНТА И ПРАКТИКИ ПРИМЕНЕНИЯ ДЛЯ РАДИОИНФОРМАЦИОННЫХ СИСТЕМ НА ТРАССАХ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ

В докладе показано, что условия распространения радиоволн над структурой «лед-море» при сильно-индуктивном импедансе более благоприятны, чем над чистым морем из-за появления поверхностной электромагнитной волны (ПЭВ). Разработаны численные алгоритмы расчетов для различных моделей трассы распространения радиоволн.

Ключевые слова: радиоволны, поверхностный импеданс, структура «лед - море», импедансная трасса, поверхностная электромагнитная волна (ПЭВ), функция ослабления, уровень поля, морской лед.

ВВЕДЕНИЕ

Целью работы является развитие методов, изложенных в [1-5], по разработке теории физического эффекта появления ПЭВ на радиотрассах «лед-море» и созданию программного обеспечения для расчетов пространственно-энергетических характеристик арктических радиосистем. Теоретические исследования ПЭВ выполнены за рубежом еще в середине XX века Дж. Уэйтом [6] и в России на кафедре радиофизики ЛГУ под руководством проф. Г.И Макарова [7]. В монографиях [6, 7] показано, что электромагнитное поле над слоистыми средами с сильно-индуктивным поверхностным импедансом может достигать большого, чисто электродинамического по своей природе усиления поля относительно бесконечно проводящей плоскости. Объектом нашего исследования является покрытая льдом акватория Северного Ледовитого океана (СЛО), а предметом исследования – распространение ПЭВ над слоистой средой «лед–море». В статье использована импедансная постановка задачи, когда выполняются граничные условия Леонтовича. Рассмотрена модель «лед–море», представляющая двухслойную структуру типа «диэлектрик на проводнике». Новизна подхода заключается в обосновании инженерных методов расчета распространения ДВ-СВ-КВ радиоволн над слоисто-неоднородной средой «лед – море» с использованием карт ледового покрова СЛО при расчетах арктических радиолиний.

КРАТКИЙ ОБЗОР ВЫПОЛНЕННЫХ РАБОТ

Обзор литературы по акваториям Арктики показал, что процессы распространения радиоволн над слоистой средой «лед – море» исследованы недостаточно полно и глубоко [5–10]. Поэтому нами проведены поисковые экспериментальные и теоретические исследования ПЭВ в радиодиапазоне. Рассмотрим кратко основные полученные результаты. В работе [1] экспериментально доказано существование ПЭВ. Показано, что ПЭВ затухает значительно слабее, чем «земной» луч. В работе [2] предложен и разработан электрометрический метод определения поверхностного импеданса слоистой структуры «лед-море» на любой частоте СДВ-ДВ-СВ диапазонов с использованием не радиоволновых методов. Показано, что из-за наличия тонкого плохо проводящего слоя льда на море в импедансе двухслойной среды $\delta = \delta_в - ikh_л$ появляется аддитивная к импедансу морской воды $\delta_в$ добавка $ikh_л$, линейно зависящая от

толщины слоя льда и смещающая фазу импеданса в сильно-индуктивную область. В статье [3] предложен, теоретически и экспериментально обоснован частотный критерий появления ПЭВ. В статье [4] рассмотрены результаты моделирования распространения ДВ-СВ радиоволн над радиотрассой «лед-море», в том числе с изменяющимся поверхностным импедансом. В работе [5] рассмотрены методы, результаты расчетов и измерений напряженности поля земной волны на высокоширотных многокусочных импедансных трассах. Разработаны алгоритмы расчетов для различных моделей трассы распространения радиоволн [11]. На их основе создан программный комплекс, использующий цифровую модель рельефа и карты параметров геоэлектрических разрезов (ГЭР). Он позволяет рассчитывать электромагнитное поле с учетом электрических и геометрических неоднородностей трасс.

МОДЕЛИРОВАНИЕ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НАД СТРУКТУРОЙ «ЛЕД-МОРЕ»

Методика расчета функции ослабления W электромагнитного поля над импедансными трассами подробно описана в работах [5, 11]. Основными методами расчета функции ослабления W поля земной волны являются: 1) ряд нормальных волн (ряд Фока) [8]; 2) интегральное уравнение Хаффорда [5, 7]; 3) интегральное уравнение Фейнберга [9]. В работе [4] проведен анализ данных моделирования условий распространения ДВ-СВ радиоволн над средой «лед–море» в диапазоне 300–2000 кГц и дана оценка эффективности радиоканалов в Арктике. Расчет поля проведен с использованием программы расчета W по ряду Фока [8]. В расчетах излучаемая мощность принята равной 1 кВт. Приемник и передатчик расположены на поверхности Земли. На рис. 1 представлены графики $|W|$, $\varphi_{доп}$ и уровня поля E на частотах 300 (а), 500 (б), 1000 (в) и 2000 (г) кГц на расстояниях от излучателя до 2000 км [4]. Из графиков видно, что появление ПЭВ над покрытыми льдом морскими трассами и расстояния ее существования вдали от излучателя зависят от частоты. Отметим большое сходство формы графиков $|W|$ на частотах 300 - 800 кГц (рис. 1 а,б). Сравнение численных данных для W и уровня поля E для однородной трассы «лед-море» с толщиной льда от 0,6 до 2,7 метра на расстояниях до 2000 км показало, что условия распространения радиоволн над покрытым льдом морем более благоприятны, чем над однородной проводящей морской поверхностью за счет появления ПЭВ.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ ДВ-СВ РАДИОВОЛН НА ТРАССАХ СЕВЕРНОГО МОРСКОГО ПУТИ В РАЗНЫЕ СЕЗОНЫ ГОДА

Установлены не рассматриваемые ранее в радиофизической литературе особенности пространственно-временного изменения электропроводности морской и пресной воды в системе «эстуарий – шельф – континентальный склон – глубокий бассейн». Показано, что для Карского моря характерен очень широкий диапазон изменения электропроводности поверхностного слоя воды, который ниже диапазона изменения ее электропроводности в средних и южных широтах Мирового океана. Электропроводность изменяется от 3,8 См/м в северной части моря до 0,2 См/м и менее в областях смешения морских и речных вод в Обской губе и Енисейском заливе. В этих районах (эстуариях) происходит выклинивание пресной воды к поверхности и проникновение соленой воды вглубь этих рек до 100 км.

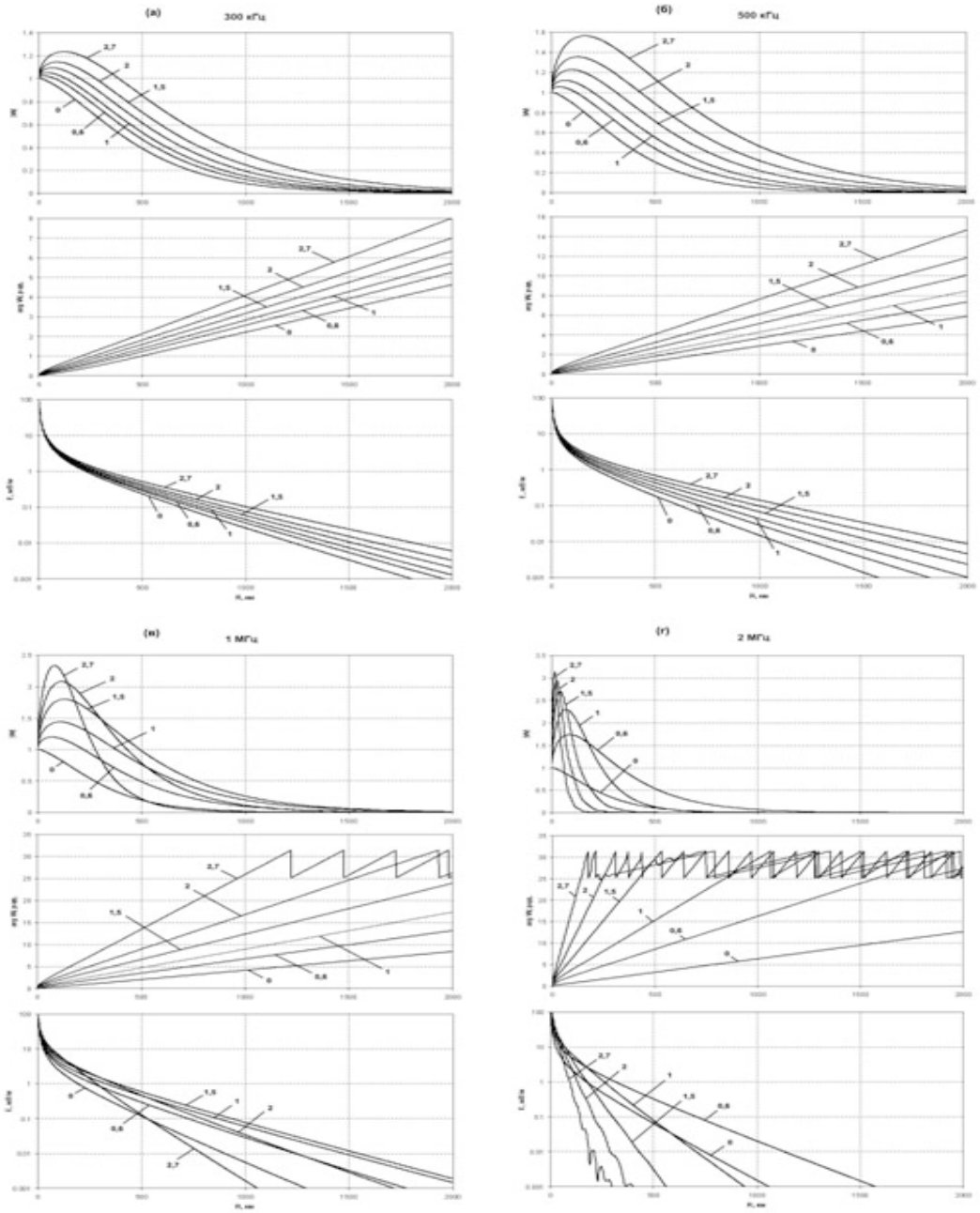


Рис. 1 а-г. Графики |W|, $\varphi_{доп}$ и уровня поля E над радиотрассой «лед-море» на частотах 300 (а), 500 (б), 1000 (в) и 2000 (г) кГц на расстоянии от излучателя до 2000 км (числа на графиках – толщина льда в метрах).

Образуется слоисто-градиентная структура «пресная вода на соленой воде», поверхностный импеданс которой в СДВ-СВ диапазонах относится к сильно-индуктивному типу. При распространении радиоволн над такими структурами появляется ПЭВ. Пространственные изменения электропроводности поверхностного слоя воды определяют особенности распространения радиоволн над морем. Применение слоисто-градиентной модели электропроводности морской воды по глубине позволяет существенно повысить точность расчетов электромагнитного поля над морем и в морской воде. Этот результат подтвержден численным моделированием частотных зависимостей поверхностного импеданса в диапазоне 10 кГц -100 МГц (рис. 2).

Проведен анализ условий распространения радиоволн на модельной трассе Северного морского пути длиной 400 км на основе данных моделирования распространения СВ радиоволн в зимнее и летнее время года для пятикусочной импедансной радиотрассы, учитывающей

пространственно-временную изменчивость электропроводности воды и толщину ледового покрова.

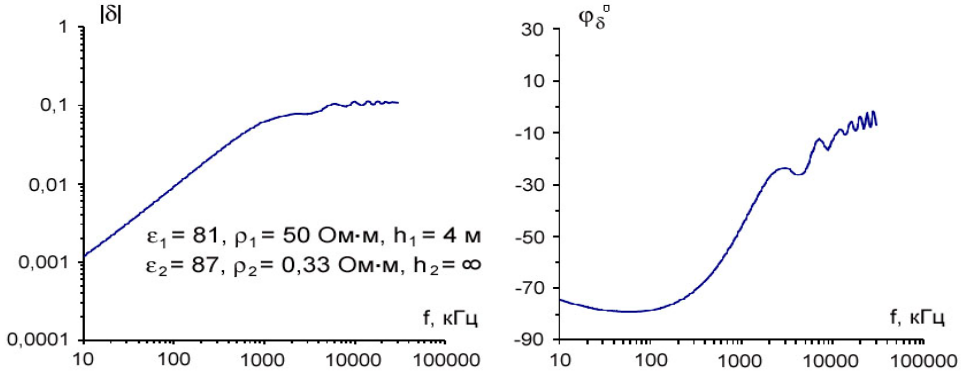


Рис. 2. Частотная зависимость модуля и фазы поверхностного импеданса для модельного геоэлектрического разреза «пресная вода на морской воде».

Рассмотрена модельная радиотрасса на частотах 500 кГц и 2 МГц (рис. 3). Расчет электромагнитного поля выполнен вдоль трассы распространения от излучателя в точке А по направлению в точку В и обратно от излучателя в точке В по направлению в точку А. При этом рассматривались два сезона года: лето – распространение над открытым морем с изменяющейся электропроводностью моря и зима – распространение над двухслойной неоднородной средой «лед – море».

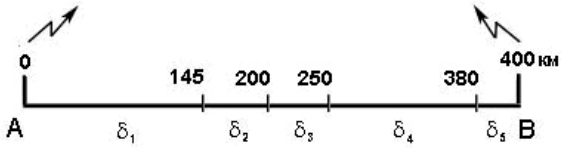
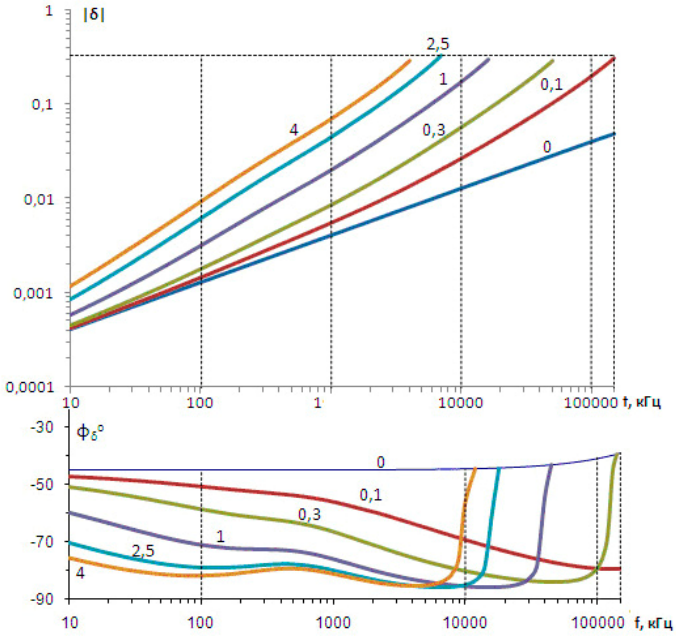


Рис. 3. Модельная 5-кусочная импедансная радиотрасса, |AB|=400 км.

На основе [2] разработана методика составления прогнозной карты поверхностного импеданса структуры «лед - море» по картам ААНИИ ледовой обстановки для СЛО в разные сезоны года. По данным расчетов поверхностного импеданса для различных типов морского льда (рис. 4) создана прогнозная карта поверхностного импеданса морей СЛО (рис. 5), необходимая для расчетов пространственно-энергетических характеристик и выбора рабочих частот арктических радиолиний, в том числе и на ПЭВ.



1. *Рис. 4. Частотные зависимости модуля |δ| и фазы φδ приведенного поверхностного импеданса в зависимости от толщины льда h_i (м): море (0 м); нилас толщиной 0,1 м – (1); молодой лед 0,3 м – (2); однолетний лед 1 м – (3); старый лед 2,5 м – (4); старый лед 4 м – (4)*

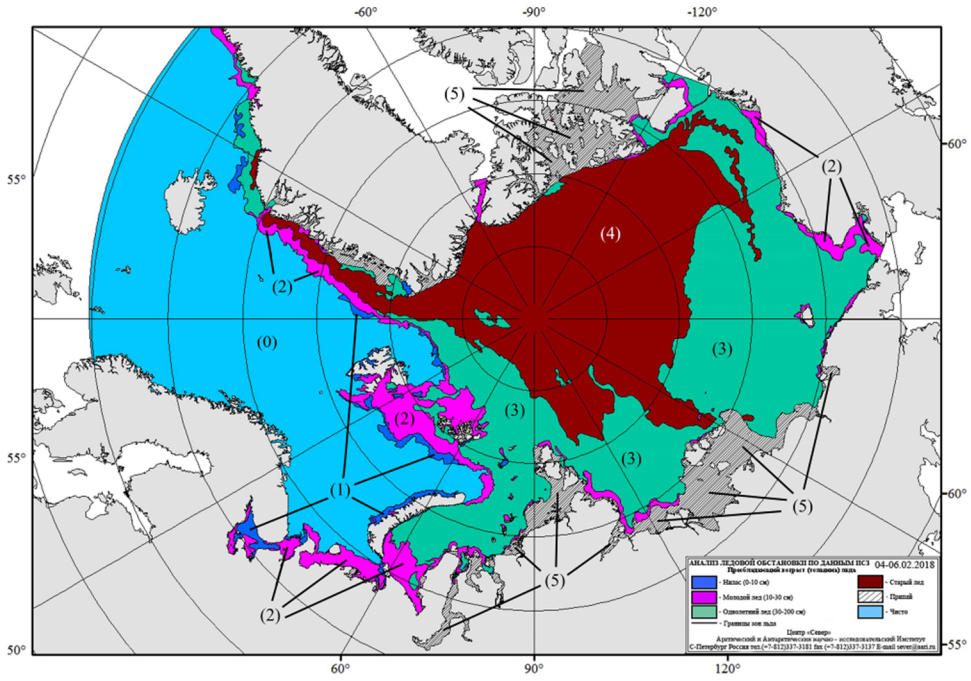


Рис. 5. Прогнозная карта поверхностного импеданса морей Северного Ледовитого океана в зимнее время. Легенда: (0); (1)…. (4) соответствует данным рис. 4

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

4. Разработана теория физического эффекта появления ПЭВ на радиотрассах «лед-море» в импедансной постановке задачи для многослойной среды (снег, градиентные: лед; соленая вода; грунт). Исследование условий распространения радиоволн над слоистой средой «лед–море» является новым направлением ярко выраженного прикладного значения. Оно имеет и большое фундаментальное значение, связанное с поиском новых физических принципов для создания современных радиосистем, работающих в Арктике.

5. Установлено, что ПЭВ существуют на границе раздела воздуха со слоистой структурой «диэлектрик на проводнике» на частотах от сверхнизких до оптических. Показано, что условия распространения радиоволн над структурой «лед-море» при сильно-индуктивном импедансе более благоприятны, чем над чистым морем из-за появления ПЭВ.

6. Установлено, что условия распространения радиоволн над ледовыми трассами зависят от частоты, толщины льда и расстояния от излучателя. Разработка моделей структуры «лед-море» для расчетов радиолиний в широком диапазоне частот является сложной задачей из-за многообразия геофизических факторов, влияющих на поведение подстилающей среды. Основной трудностью для разработки численных моделей является отсутствие в достаточном объеме экспериментальных данных.

7. Показано, что пространственные изменения электропроводности поверхностного слоя морей СЛО определяют особенности распространения радиоволн над морем в разные сезоны года. Учет ПЭВ, важного физического механизма на радиотрассах «лед-море», необходим для расчетов пространственно-энергетических характеристик арктических радиоканалов. Карта поверхностного импеданса морей СЛО позволяет прогнозировать уровни поля в разные сезоны года. Для завершения исследований необходимо доказать, что при изменении внешних условий результаты численных расчетов согласуются с экспериментом. Следует провести экспериментальную проверку модельных расчетов в натурных условиях Арктики.

Список используемых источников

26. *Башкуев Ю.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г.* Экспериментальное доказательство существования поверхностной электромагнитной волны // Письма в ЖТФ. – 2010. – Т. 36, № 3. – С. 88 - 95.

27. *Башкуев Ю.Б., Нагуслаева И.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г.* Электрометрический метод определения поверхностного импеданса двухслойной структуры «лед-морская вода» // Журнал технической физики. – 2016. – Т. 86, вып. 2. – С. 153 – 156.

28. *Башкуев Ю.Б., Ангархаева Л.Х., Нагуслаева И.Б., Хаптанов В.Б., Дембелов М.Г., Буянова Д.Г.* Частотный критерий появления поверхностной электромагнитной волны над слоистой структурой «лёд-солёная вода» // Известия вузов. Радиофизика. – 2016. – Т. 59, № 5. – С. 400 – 408.

29. *Башкуев Ю.Б., Дембелов М.Г.* Моделирование распространения ДВ-, СВ-, КВ-радиоволн над покрытым льдом морем // Техника радиосвязи. - 2016. - № 1(28). - С. 89 – 101.

30. *Мельчинов В.П., Башкуев Ю.Б., Ангархаева Л.Х., Буянова Д.Г.* Электрические свойства криолитозоны востока России в радиодиапазоне. – Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2006. –257 с.

31. *Wait J.R.* Electromagnetic waves in stratified media. – New York: Perg. Press, 1962. – 372 p.

32. *Макаров Г.И., Новиков В.В., Рыбачек С.Т.* Распространение электромагнитных волн над земной поверхностью. – М.: Наука, 1991. – 196 с.

33. *Фок В.А.* Проблемы дифракции и распространения электромагнитных волн. – М.: Сов. радио, 1970. – 517 с.

34. *Фейнберг Е.Л.* Распространение радиоволн вдоль земной поверхности. – М.: Физматлит, 1999. – 496 с.

35. *Corum K.L., Miller M.W., and Corum J.F.* Surface Waves and the “Crucial” Propagation Experiment // Proceedings of the Texas Symposium on Wireless & Microwave Circuits & Systems, IEEE Microwave Theory and Techniques Society. March 31-April 1, 2016. – Waco, Texas: Baylor University, 2016.

36. *Дембелов М.Г.* Св-во об офиц. регистрации программы для ЭВМ № 2007614416. Расчет функции ослабления поля земной волны над неоднородными радиотрассами по методу обобщенного интегрального уравнения Е.Л. Фейнберга. – М.: Роспатент. – 18.10.2007.

М.Н. Бейтуганов*
доктор физико-математических наук;
Х.Х. Машуков**
кандидат физико-математических наук, доцент;
М.Х. Тлеужева**;
А.Н. Пивкин***
кандидат технических наук
* ФГБУ Северо – Кавказская ВС, г. Нальчик.
** ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», г. Нальчик.
***АО «Научно-исследовательский институт полимерных материалов», г. Пермь.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИНИЦИИРОВАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ МЕТАЛЛИЗИРОВАННЫМИ ЭЛЕКТРОПРОВОДЯЩИМИ НИТЯМИ

Цель исследования – разработка, создание и экспериментальная проверка нового эффективного средства для инициирования искусственных молниевых разрядов на основе бескорпусных ракетных двигателей (БКРД).

Представлены результаты натурных испытаний с БКРД, показывающих перспективность применения БКРД для инициирования искусственных молний в грозоградовых облаках с целью предотвращения таких опасных явлений, как наземные молнии, а также как средство доставки в облака частиц кристаллизующего реагента для активного воздействия на облачные процессы.

Ключевые слова: грозоградовые облака, искусственная молния, электропроводящие нити, электрическое поле, электрические разряды.

ВВЕДЕНИЕ

Представлены результаты натурных испытаний с БКРД (бескорпусной ракетный двигатель), проведенных на НИП «Кызбурун» в 2016 – 2017 гг., показывающих перспективность применения БКРД для инициирования искусственных молний в грозоградовых облаках с целью предотвращения таких опасных явлений, как наземные молнии, а также как средство доставки в облака частиц кристаллизующего реагента для активного воздействия на облачные процессы.

При использовании БКРД для инициирования молниевых разрядов, поверхность стабилизатора полёта покрывалась токопроводящей краской, и дополнительно к ней крепилась токопроводящая проволока (например, медная) или металлизированная кевларовая нить.

Очевидно, что усиление внешнего электрического поля, а, следовательно, и вероятность инициирования искусственных молний для БКРД существенно повышается с использованием металлизированного кевлара (или медной проволоки) длиной в сотни метров, сматывающегося со специального устройства.

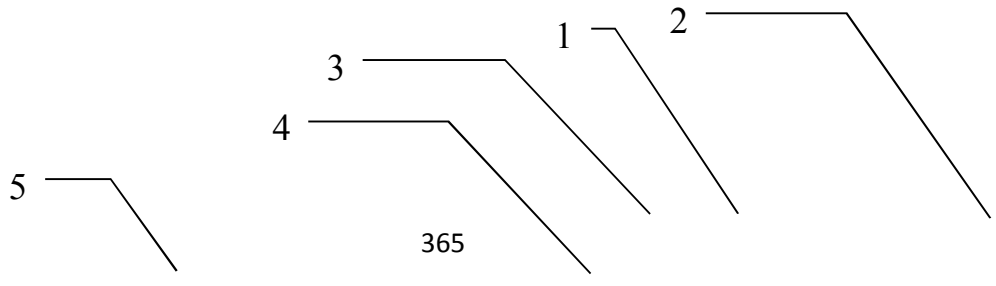
АППАРАТУРА И МЕТОДИКА ИНИЦИИРОВАНИЯ ИСКУССТВЕННЫХ МОЛНИЙ

Инициирование искусственных молниевых разрядов производилось бескорпусными ракетными двигателями (БКРД), оснащенными стабилизатором с привязанной к ней электропроводящей нитью из металлизированного кевлара на научно – исследовательском полигоне ФГБУ «ВГИ» (Высота над уровнем моря 747 м, 43,6787 º С.Ш., 43,4048 º В.Д.).

На рис.1 представлена базовая конструкция бескорпусного ракетного двигателя.

Для запуска БКРД в институте разработана и изготовлена трехканальная пусковая установка.

Дистанционное управление запуском БКРД осуществлялось с помощью радиоэлектронного блока, настроенного на частоту 433 МГц. Для фиксации момента старта ракеты, используется чувствительный микрофон, расположенный непосредственно на пусковой позиции.



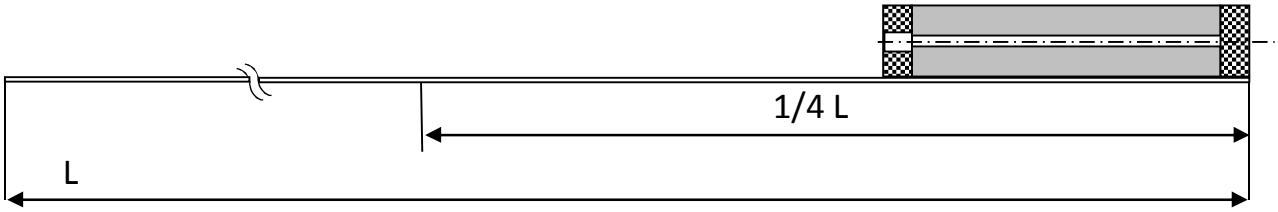


Рис. 1. Базовая конструкция БКРД: 1 – пороховая шашка, 2 – несгорающая передняя крышка, 3 – сопло с центральным и периферийными отверстиями, 4 – стабилизатор полета, 5 - центр тяжести конструкции

Ракета с БКРД для транспортировки длинного проводника под основание грозового облака, снабжена стабилизатором, к которой крепится электропроводящая металлизированная кевларовая нить.

Двигатель БКРД работает 1,2 сек., а дальше ракета летит, замедляясь, по инерции до высоты 250 – 300 метров. Для достижения больших высот полета, необходимо соединять БКРД в одной связке по несколько штук.

Ракеты с 1 двигателем БКРД летят по баллистической траектории и падают от места запуска на расстояниях 250 – 300 метров. С 2-мя двигателями БКРД ракеты поднимаются до высоты 600 метров.

При запуске ракеты БКРД при соответствующих значениях электрического поля у земли (≈ 5-6 кВ/м) ракета, подлетая к основанию грозового облака, вызывает «короткое замыкание» на землю. Затем нисходящий лидер проходит вниз по проводнику до земли.

Для регистрации пуска ракеты и параметров инициированной молнии используется синхронно работающая измерительная аппаратура в составе:

- грозопеленгационная система LS8000, для определения характеристик искусственно инициированных и естественных молниевых разрядов;
- измеритель напряженности электрического поля у земли и под грозовыми облаками при их естественном развитии и при активных воздействиях, пределы измерения канала ± 10000 В/м EFM550 Vaisala;
- измеритель тока с изолированного острия, заземленного через измерительный резистор, по падению напряжения на котором определяется фоновый ток короны у земли и под грозовыми облаками, чувствительность канала до 10^{-13} А;
- 9-ти канальный запоминающий USB - осциллограф;
- фото, - и видео аппаратура;
- радиоприемник «Волна-К» для регистрации ЭМИ от разрядов молний, настроенный на частоту 100 кГц;
- микрофонная система

Основным условием успешного инициирования искусственных молний является величина электрического поля, измеренного у земли. Из результатов известных нам из литературы экспериментов видно, что для возвышенных мест необходимая величина Е, обеспечивающая 70-80% успеха в инициировании молний, составляет 9-10 кВ/м, а для равнин достаточно 6 кВ/м. Другим условием является грозовая активность облака, так как при большой частоте естественных молний (более 10 ударов в минуту), трудно осуществить инициирование искусственной молнии.

Теоретическая оценка изменений напряженности электрического поля на концах электропроводящих нитей (ЭПН), аппроксимированных вытянутыми эллипсоидами, по мере опускания из облака, проведена из предположения, что проводящий эллипсоид помещен в однородное электрическое поле, предполагая, что большая ось Z направлена вдоль поля, а оси X и Y перпендикулярны оси Z, что позволяет оценить потенциал и напряженность электрического поля на концах спускаемого из облака эллипсоида [1].

Предполагая это поле однородным, можно показать, что если ЭПН аппроксимировать эллипсоидом вращения, то напряженность электрического поля на оси вращения E_{1z} связана с

напряженностью внешнего электрического поля E_z соотношением:

$$E_{1z} = E_z \frac{2e^3 \frac{a}{|z|}}{\left(\ln\frac{1+e}{1-e} - 2e\right)\left(\frac{z^2}{a^2} - e^2\right)}, \quad e = \sqrt{1 - \frac{b^2}{a^2}} \tag{1}$$

где a – большая полуось эллипсоида вращения, равная L/2, где L – длина ЭПН, b – малая полуось, равная радиусу ЭПН, e – эксцентриситет эллипсоида вращения, z – вертикальная координата, направленная вверх и отсчитываемая от середины ЭПН и удовлетворяющая условию $|z| \geq$ a.

После ряда упрощений, принимая $2\varepsilon \approx \frac{b^2}{a^2}$, получим выражение:

$$E_{1z} \approx E_z \frac{1}{2\varepsilon\left(\ln\frac{2a}{b} - 1\right)} \tag{2}$$

Проведенные расчеты по формуле (2) показали, что при изменениях длины ЭПН от 10 м до 1000 м поле может усиливаться в $10^3 \div 10^4$ раз вблизи концов эллипсоида. Вследствие этого вблизи ЭПН будут создаваться условия, необходимые для инициирования молниевого разряда.

Следует обратить внимание, что Качурин Л.Г, рассматривая подъем заземленных ЭПН до высоты 300 м при отношении высоты (a) ЭПН к его диаметру (2b) равному 60, получил усиление напряженности электрического поля в 10^3 раз [2]. Этого вполне достаточно для вызывания локального коронного разряда в облаках в предгрозовой стадии.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В летний сезон 2016 года на научно – исследовательском полигоне ФГБУ «ВГИ» нами были проведены эксперименты по инициированию искусственных молниевых разрядов из грозовых облаков.

Эксперимент 04.08.2016 года.

Время начала эксперимента 16 ч 44 мин., грозовой процесс средней интенсивности – 7-8 разрядов молний в минуту (время московское). Было произведено 3 пуска ракетами со сдвоенными БКРД с металлизированными кевларовыми нитями длиной 50 метров. Первые 2 пуска не дали результата. Третий пуск, через 10 мин 55 сек от начала эксперимента, инициировал искровой электрический разряд, сопровождавшийся характерным звуком через 4,163 сек после старта ракеты. Момент пуска ракеты и зафиксированные аппаратурой сигналы четко видны на ленте электронного самописца (Рисунок 2).

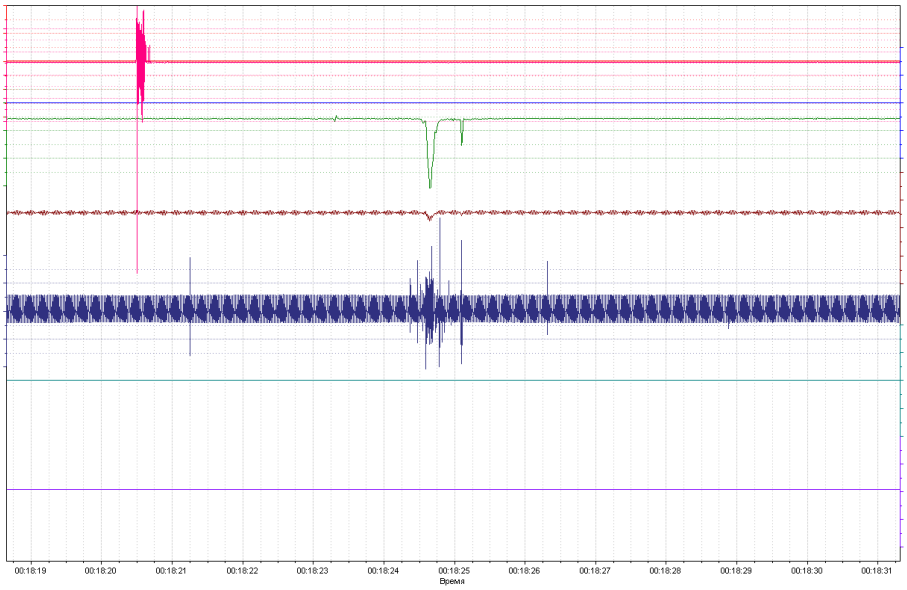


Рис. 2. Снимок с экрана электронного самописца:
- красный цвет – канал микрофона;
- зеленый цвет – измеритель тока короны;
- синий цвет – канал радиоприемника «Волна-К», 100 кГц.

Оценка силы тока в канале искрового разряда дала значение 1 – 2 А.

Ток молнии (искрового разряда) $J_м$ рассчитан по эмпирической формуле, для определения амплитуды тока молнии, имеющей вид [3]:

$$J_м = 10^{-2} R E_{из} [27.0\text{-}26.5 \exp(-0.07R)] \quad (3)$$

где $J_м$- амплитудное значения тока в кА, R - расстояние до канала разряда в км, а $E_{из}$ - радиационная составляющая напряженности поля излучения в В/м. Значения погрешностей, рассчитываемых по этой формуле токов для наземных разрядов, не выходит за пределы ±90% при любых расстояниях до разряда.

Эксперимент 11.08.2016 года.

Время начала эксперимента 17 ч 34 мин. грозовой процесс средней интенсивности – 7-8 разрядов молний в минуту (время московское). Было произведено 3 пуска ракет со сдвоенными БКРД с металлизированными кевларовыми нитями длиной 50 метров. Первые 2 пуска не дали результата. Третий пуск, через 1 час 03 мин 31 сек от начала эксперимента, инициировал разряд молнии на восходящей траектории через 6,012 сек полета ракеты, зафиксированный ГПС LS8000 по координатам 43,65161 с.ш., 43,39246 в.д. в 18 ч 37 м 39 сек.

Момент пуска ракеты и зафиксированные аппаратурой сигналы видны на ленте электронного самописца (Рисунок 3).

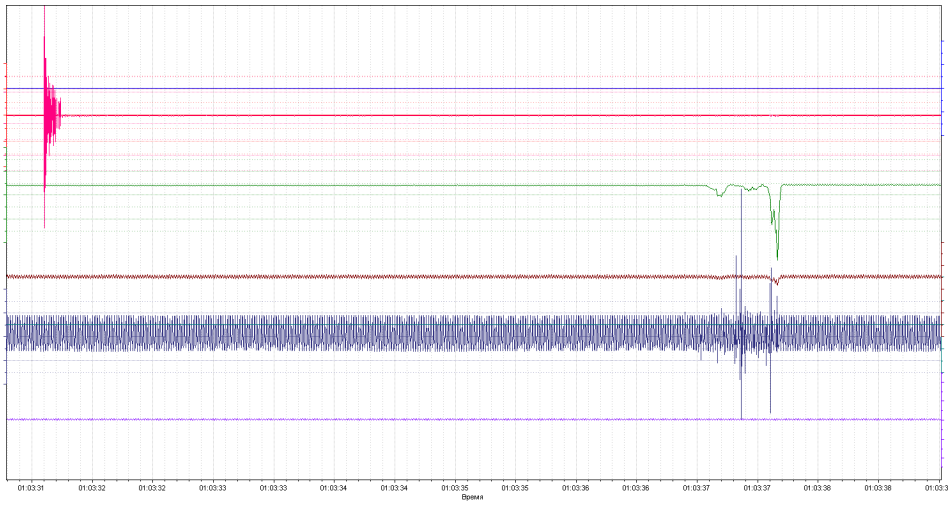


Рис. 3. Снимок с экрана электронного самописца:
- красный цвет – канал микрофона;
- зеленый цвет – измеритель тока короны;
- синий цвет – канал радиоприемника «Волна-К», 100 кГц.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В летний сезон 2016 г. разработана методика и проведены эксперименты по инициированию искусственных молний на землю из грозовых облаков. За указанный год малыми ракетами БКРД, поднимающими заземленную металлизированную нить к основанию грозового облака, удалось инициировать 1 разряд молнии и 1 искровой электрический разряд.

Список используемых источников

1. А.Х. Аджиев, Г.Г. Щукин, Х.Х. Машуков. Теоретическая оценка изменения напряженности электрического поля на концах сверхдлинных электропроводящих нитей. Известия КБНЦ РАН, №6 (50), 2012, с.50.

2. Качурин Л.Г., Физические основы воздействия на атмосферные процессы – Л.: Гидрометиздат, 1978.- С.347.

3. Разработка методики и аппаратуры для дистанционного измерения амплитуд токов молнии. Отчет о НИР, ГР №187,0004582, ин. №081290. НИИ высоких напряжений, научный руководитель В.А. Раков, Томск.- 1988.- С.34.

М.Н. Бейтуганов,
доктор физико-математических наук;
Х.Х. Чочаев,
кандидат физико-математических наук
ФГБУ «Северо-Кавказская ВС» Росгидромета г. Нальчик

РОЛЬ ЭЛЕКТРОРАЗРЯДНЫХ ПРОЦЕССОВ В ПЕРЕХОДЕ ГРОЗОВОЙ СТАДИИ РАЗВИТИЯ ОБЛАКА В ГРАДОВУЮ

В практике градозащиты важнейшей задачей является определение условий перехода грозовой стадии развития облака в градовую стадию. Атрибутом грозового облака является первоначальное развитие организованной электризации гидрометеоров. В капельных облаках на миллионы капель приходятся единицы кристаллов. Для организованной электризации требуются наличие в переохлаждённой части облака ледяных частиц – крупы диаметром порядка 1мм и концентрации около 10^4 и более, контакты которых с кристалликами приводят к их взаимной электризации [1]. Положительно заряженные кристаллики воздушными потоками переносятся вверх, занимая вершинную часть облака и образуя верхний основной +P -заряд, а отрицательно заряженные крупяные частицы занимают нижнее основание облака, образуя нижний отрицательный -N - заряд. Кроме этих основных зарядов в зрелых грозовых облаках ниже отрицательного -N-заряда может образоваться нижний +p -заряд, а внутри областей с основными зарядами могут существовать отдельные скопления гидрометеоров с противоположными основным зарядам знаками. В результате накопления электрических зарядов, создающих локальные области с напряжённостями поля, при которых могут реализоваться те или иные типы электрических разрядов, облако становится грозовым. Электрические разряды реализуются в виде коронных разрядов с деформирующихся в сильных электрических полях нейтральных и заряженных капель воды, обводнённых градин, а также и с кристалликов. При достаточных по величине напряжённостях поля коронная форма разряда переходит в стримерную форму, а при слиянии десятков и сотен стримеров зарождается лидерная форма разряда. Протяжённостью области, в которой существует локальное усиление напряжённости поля для поддержания этих типов разряда, определяется их «жизнеспособность». Например, лидер может распространятся пока существует напряжённость поля, превышающая 100кВ/м. При длинах около 7-10 м, соответствующих длине ступени лидера, последний превращается в молнию. Менее короткие лидеры называют инципиентными молниями. Следует подчеркнуть, что этим типам электрических разрядов соответствуют характерные для них электромагнитное излучение, которые длительное время впервые исследованы в лаборатории грозового электричества [2]. По характеристикам предгрозового радиоизлучения облаков сотрудниками ВГИ было предложено определять грозо градоопасность мощно кучевого облака. Коронный разряд с гидрометеоров оставляет в зоне коронирующей поверхности ионы или электроны с одноимёнными заряду коронирующей поверхности зарядами. Если коронирует поляризованная в электростатическом поле грозового облака гидрометеор, то корона начинается с полюса, имеющего отрицательный фиктивный заряд, так как начальная напряжённость короны для него меньше, чем для положительного. Тогда из электронной лавины на полюс осаждаются положительные ионы, оставляя в пространстве электроны, затем превращающиеся в отрицательные ионы. Осадившиеся на нейтральный гидрометеор положительные ионы заряжают его избыточным эффективным зарядом. Если до короны гидрометеор имел собственный заряд, то этот заряд может нейтрализоваться частично или полностью. Важным моментом является факт внедрения в пространство избыточного заряда при коронном разряде с гидрометеоров. Аналогичное

внедрение избыточного заряда имеет место и при других типах разрядов и внедрённые ионы начинают осаждаться на облачные частицы и гидрометеоры. Особый интерес с точки зрения образования ядер конденсации, сублимации и зародышей града представляет осаждение избыточных зарядов на частицы микропримеси атмосферы - ЧМА. Количество ЧМА в атмосфере достигает $10^{11}м^{-3}$, а их размеры охватывают диапазон от ионов Ланжевена (ионы, осевшие на микрочастицах ЧМА) до десятков, а иногда и сотен мкм.При исследовании содержания аэрозольных частиц в капельных и крупяных зародышах града [3] было установлено, что в крупяных зародышах содержится аэрозоль с диаметром около 30мкм, а в капельных – около 60мкм. Причём, средняя температура зарождения крупяных зародышей составляла – $10,7^0$С, а капельных – $5,3^0$С и, что эти зародыши образуются в облаке в диапазоне температур от -2^0С до -15^0С. Таким образом, образование зародышей града возможно только на гигантских - ГАЧ – с размерами от 2мкм до 30мкм и сверх гигантских аэрозолях - СГАЧ с размерами более 30мкм. Концентрации ГАЧ и СГАЧ в атмосфере достигают от $10^3м^{-3}$ до $10^4м^{-3}$, а концентрации градин в грозоградовом облаке не превышают несколько десятков в $м^3$. Сопоставляя эти концентрации, был сделан вывод о том, что процесс образования зародышей града избирателен и, по образному выражению Л.Г.Качурина [4] только «наиболее удачливые» аэрозоли становятся зародышами града. Удачливость ЧМА указанных размеров, по-видимому, связана с величиной и знаком заряда, который они приобретают в процессе осаждения на них ионов из избыточного заряда, внедряемого в облачное пространство стримерно-лидерными типами разрядов и молниями. Градовая стадия развития облака наступает в условиях сильной грозы, где происходят различные типы электрических разрядов и молнии. Молниевые разряды бывают: облако – земля, внутриоблачные молнии, меж облачные молнии, молния от облака в чистый воздух. Во всех этих молниях распространение канала разряда происходит продвижением разряда за стримерной зоной головки лидера молнии. Стримерная зона головки лидера молнии внедряет в эту зону избыточный заряд с концентрацией порядка $10^{17}м^{-3}$. Протяжённость стримерной зоны конусообразной формы зависит от длины канала разряда и может достигать до 300м [5] и с диаметром основания около 70м. Диаметр основания конуса оценен исходя из угла раскрыва стримерной зоны лабораторной искры, равного 15^0 [6]. Оставляемый молнией избыточный объёмный заряд будет занимать объём «цилиндра» с высотой в длину молнии и с указанным диаметром. Обратным ударом нейтрализуется часть внедрённого заряда: 0,5 часть для отрицательной молнии и 0,2 часть – для положительной молнии. На оказавшиеся внутри этого цилиндра ЧМА в том числе и на ГАЧ и СГАЧ будут осаждаться ионы диффузионно согласно формуле (1) и под действием электростатического поля по формуле (2):

$$n1 = \frac{dkT}{2e^2}\ln\left(1 + \frac{\pi dcNe^2t}{2kT}\right), \quad (1)$$

$$n2 = \frac{3\epsilon\, d^2 \mathrm{E}}{4(\epsilon+2)e}, \quad (2)$$

где d - диаметр частицы, k – постоянная Больцмана, t – время зарядки, N – средняя концентрация ионов, c – среднеквадратическая скорость иона, T – температура в градусах Кельвина,

ε – диэлектрическая проницаемость частицы, E – напряжённость электростатического поля, e – заряд электрона. По оценочным расчётам на частицу с d = 60мкм и ε = 4 из-за диффузии за t=1с осядут около $4,8 \cdot 10^3$ионов, а на частицу с d = 30км – около $2 \cdot 10^3$ионов. Такие заряды на частицах получены при $T = 273^0$К, $N = 10^{17}м^{-3}$, $c = 4,5 \cdot 10^2$м/с. Концентрацию N, входящую в формулу (1) при расчётах для избыточных отрицательных зарядов следует использовать с коэффициентом 0,5 ,а для положительных - с коэффициентом 0,2, но на порядки величин эти коэффициенты не повлияют существенно. При зарядке частицы с d = 60мкм в поле с E = 100кВ/м, диэлектрической проницаемости ε = 4 на частицу осядут $1,25 \cdot 10^5$ ионов, а на частицу с d = 30мкм – $3,1 \cdot 10^4$ ионов.

Зарядка мелких ЧМА приводит к их превращению в ядра конденсации или сублимации. Обрзующиеся при отрицательных молниях отрицательно заряженные ГАЧ и СГАЧ в большинстве своём способны самостоятельно превратиться в крупяные зародыши, так как на них образуются плоскостные структуры и кристаллы на них растут блочно. Некоторое количество из этих кристаллов, сталкиваясь с крупными переохлаждёнными каплями и замораживая их, могут стать источником капельных зародышей. На положительно заряженных ГАЧ и СГАЧ могут образоваться только нитевидные кристаллики, которые при определённых апексах разламываются. Эти «обломки», сталкиваясь с переохлаждёнными каплями, приводят к их замерзанию и образованию капельных зародышей града. Если концентрация кристаллов в облаке достаточна для их сближения, как поляризованные во внешнем электрическом поле, то образующийся при их слипании конгломерат может расти, превращаясь в крупяной зародыш града. Таким образом, можно считать установленным, что при отрицательных молниях внедрение в пространство отрицательных ионов приводит к образованию, в основном, крупяных зародышей града, а при положтельных молниях, внедряющих положительный заряд – образуются, в основном, капельные зародыши града. Процесс зарождения капельных или крупяных зародышей будет зависить прежде всего от температуры среды, пронизываемой молниями, от типа молний, места возникновения молний в облаке, их полярностей, протяжённостей, ориентации и т.д. Например, исходя из установленного соотношения между отрицательными и положительными молниями на землю 10 : 1, можно счить, что отрицательные молнии исходят из нижнего отрицательного - N – заряда, и что зрелые грозовые облака, в основном, поляризованы положительно, т.е. в верхней части грозового облака находится положительный +P – заряд, а в нижней части - N – заряд. Отрицательная молния на землю, заряжая ГАЧ и СГАЧ отрицательным зарядом и превращая их в крупяные и частично в капельные зародыши града, предотвращает образование крупных градин. Образующиеся градины в зависимости от высоты изотермы 0^0C в тёплой части атмосферы могут полностью растаять или выпасть в виде крупы. Заметим, что центр отрицательного - N - заряда обычно находится на 1-2км выше изотермы 0^0C и только после его частичной или полной нейтрализации отрицательными молниями, исходящими из всё больших высот, чем предидущие, грозовое облако может перейти в градовую стадию развития. Свидетельством того, что при отрицательных молниях не выпадает град является установленный факт выпадения града при положительных разрядах молний на землю. Центр положительного + P- заряда обычно находится на высотах 4-5км над изотермой 0^0C. При градиенте температуры в облаке около $6,3^0$C /км, этим высотам будут соответствовать температуры -25^0- -31^0C и при этих температурах переохлаждённых крупных капель не существует. Возникновение капельных зародышей по механизму контакт переохлаждённых капель с «обломками» нитевидных кристалликов, возникаюших на положительно заряженных ГАЧ и СГАЧ, приводящий к их замерзанию, не реализуется. Так как положительные молнии от верхнего + P –заряда не создают дополнительных зародышей града, то выпадение града при положительных молниях, по-видимому, связано с этим явлением. Кроме двух основных объёмных зарядов в грозовом облаке существуют электрические неоднородности различного происхождения. Например, в зависимости от температуры и водности облачной среды приобретаемый крупой при контакте с кристалликами отрицательный заряд может измениться на положительный заряд, что приведёт к образованию области с положительным зарядом внутри отрицательного – N заряда. Размеры электрических неоднородностей находятся в диапазоне от десятков метроов до 1км и больше [7]. Кроме того, восходящие и нисходящие потоки могут обусловить частичное взаимное проникновение отдельных участков основных объёмных зарядов. В перифериях этих зарядов, могут возникать ячейки небольшого размера с аномально высокой плотностью зарядов, где и зарождаются

электрические разряды стримерно-лидерной формы. Жизнеспособность этих разрядов ,т.е. возможность их превращения в внутриоблачные или наземные молнии, зависит от среднего поля, создаваемого основными зарядами. Тип молний внутриоблачный или наземный зависит от расстояний между основными зарядами – длиной диполя и землёй. Если длина диполя меньше расстояния до поверхности земли, то разряд происходит внутри облака [8]. Эта молния развивается в сильном электрическом поле и имеет древовидную разветвлённую структуру канала на обоих её концах. При увеличении длины диполя степень разветвлённости разряда внутри облака уменьшается. Нейтрализуемый при молниевых разрядах на землю количество зарядов изменяется от десятков до сотен Кл. Учитывая , что средний заряд погонного метра лидера равна около 10^{-4} Кл получим длины каналов разряда, равные более сотен километров. Разряды таких протяжённостей складываются из длин многочисленных ветвлений стримерно-лидерных составлющих молний, которые также внедряют в облачное пространство избыточные объёмные заряды. Оценки количества нейтрализуемого молниями зарядов можно провести исходя из объёмов, охватываемых ими. Допуская, что ячейка, где зарождается лидерный заряд имеет потенциал порядка 60 МВ и, что критическая напряжённость поля, при которой выполняются условия для распространения лидера $E_л$ = 500кВ/м, получим размер ячейки D = 240м. Заряд такой ячейки составит $Q = \pi\varepsilon\varepsilon_0 E_л D^2$ = 0.8Кл. Нейтрализуемый обратным ударом молнии заряды достигают несколько сот Кл, что свидетельствует о нейтрализации зарядов с больших областей облака, чем с одной первоначальной ячейки, так как при отрицательной полярности лидера с находящихся в облаке электрических неоднородностей возникают встречные разряды. Например, по [9] нейтрализуемый наземной молнией объём облака с толщиной порядка 10^3 м и покрывающая в среднем горизонтальную площадь 18,4 $10^6 м^2$ составляет 1,84 $10^{10} м^3$ и исходит из области облака, располагаемой вблизи уровня замерзания капель. Этот уровень может охватывать широкий диапазон температур, но так как высота обёма порядка 10^3м, то при перепаде температур в облаке $6,3^0$С/км, можно допустить, что середина нейтрализуемого объёма находиться на изотерме $-6,3^0$С. Таким образом, можно предположить, что усечённый конус с площадью основания 18,4 $10^6 м^2$ и высотой 10^3м занимает внедрённый молнией избыточный заряд. В случае отрицательной молнии этот заряд образуется отрицательными ионами с концентрацией 0,5 $10^{17} м^{-3}$. Зарядка находящихся в этом объёме ГАЧ и СГАЧ отрицательным зарядом приводит к образованию на них крупяных и частично капельных зародышей града. Последующие за первой молнией молнии возникают с всё больших и больших высот, нейтрализуя большую часть нижнего отрицательного - N-заряда. Область существования крупных капель простирается до изотермы около -11^0С, т. е. до высот около 1750м над изотермой 0^0С и капельные зародыши зарождаются между высотами этих изотерм. Начиная с высоты изотерм – 8^0С вплоть до -40^0С в облаке возникают крупяные зародыши града. Кроме того, конгломерат частиц, образующийся при слипании множества взаимодействущих поляризованных в электростатическом поле грозового облака кристалликов, может также превратиться в крупяной зародыш града. Таким образом, образование капельных зародышей града в облаке при средних температурах $-5,3^0$С можно объяснить замерзанием крупных капель при контакте с кристалликами, образующимися на отрицательно заряженных ГАЧ и СГАЧ. Приводимый в литературе факт относительно небольшого количества капельных зародышей, составляющего четвёртую часть общего количества зародышей града, можно объяснить интервалом температур, где могут они зарождаться. Возникновение оптимального для определённой водности облака количества крупяных и капельных зародышей града при отрицательных молниях предотвращает выпадение крупного града . Не смотря на то, что при температурах ниже -25^0С или выше изотермы 0^0С около 4000м, облака считаются преимущественно кристаллическими [10], влияние молниевых разрядов на физические

процессы, протекающие на этих высотах необходимо учитывать. Принимая за диполи объёмные заряды, между которыми происходит молниевый разряд, анализировались изменения электрического поля грозового облака [11]. В качестве модели рассматривались вертикально ориентированые положительный , отрицательный и горизонтальный диполи. Диполь с положительным зарядом на верху считался положительным. Большинство облачных разрядов, соответствовало первой модели и переносимый между верхним и нижным зарядами заряд превосходил 100 Кл при длинах разрядов несколько километров. В случае вертикально ориентированных отрицательно заряженных диполей молнии возникали на бо'льших высотах и переносили меньший заряд от 5 до 40Кл на расстояния нескольких километров. Горизонтальные разряды происходят на высотах от 6 до 12км с длинами от 2 до 8 км, а переносимые заряды - от 5 до 10Кл, а иногда до 250Кл. Если вертикальные молнии можно отнести к внутриоблачным, то горизонтальные молнии , длиной 8 км и более можно рассматривать как межоблачные или между ячейковые молнии. Что касается области зарождения лидеров перечисленных молний, следует учесть величины напряжённостей поля, при которых они могут зародиться: отрицательные – 10^6В/м и положительные – 5 10^5В/м. Такие поля могут возникнуть в периферионой области отдельных скоплений заряженных гидрометеоров.

ВЫВОДЫ

1. Зарождение крупяных и капельных зародышей града происходит на ГАЧ и СГАЧ при их зарядке в избыточном объёмном заряде, внедряемом в облачное пространство различными типами молниевых разрядов.

2. На отрцательно заряженных ГАЧ и СГАЧ крупяные зародыши образуются благодаря росту плоскостных структур. При столкновении части этих кристаллов с переохлаждёнными каплями последние превращаются в капельные зародыши.

3. На положительно заряженных ГАЧ И СГАЧ образуются нитевидные кристаллы, которые не образуя плоскостные структуры, не могут превратиться в зародыши града.

Эти кристаллы обламываются и при контакте обломков с переохлаждёнными каплями замораживают их,т.е. образуют капельные зародыши.

4. Превышение количества крупяных зародышей над количеством капельных зародышей можно объяснить небольшим интервалом температур, при которых могут существовать крупные переохлаждённые капли.

5. Выведение отрицательными молниями из грозового облака части отрицательного - N - заряда при одновременном накоплении зарядов в верхнем +P – заряде приводит к возникновению положительных молниевых разрядов на землю. В сильном электрическом поле +P- заряда образующиеся из поляризованных кристалликов конгломераты, становятся крупяными зародышами, которые вырастают в градины. По-видимому, недостаточным количеством образующихся крупяных зародышей можно объяснить выпадение града при положительных молниях.

6. Для определения тенденции развития грозового облака, которая может привести к возникновению в нём града, прежде всего необходимо выявить типы и место возникновения молниевых разрядов в нём. Грозовое облако, являющееся продуктом электризации твёрдых частиц, уже является «градовым», так как в нём содержаться частицы крупы с концентрацией около 10^4м$^{-3}$. Поэтому только привлечением одних радилокационных параметров грозовых облаков невозможно определить градоопасность облака, что необходимо для повышения экономической эффективности работ по предотвращению града, становящихся всё более и более затратными.

Список используемых источников

1. Гальперин С.М. Кашлева Л.В., Михайловский Ю.П., Степаненко В.Д. Электризация конвективных облаков в естественном цикле развития и при воздействиях(самолётные исследования). Вопросы атмосферного электричества. Сб. статей,1990.- С.76 -102.

2. *Аджиев А,Х., Бейтуганов М.Н.,Кумыков Х.К и др.* Развитие разрядных явлений в облаках. Вопросы атмосферного электричества. Сб. Статей, 1990. – С.111- 119.

3. *Хоргуани В. Г.* Микрофизика зарождения и роста града. М.: Гидрометеоиздат.1984. 187с.

4. *Качурин Л. Г.* Физические основы воздействия на атмосферные процессы. 1990.Гидрометеоиздат. 462 с.

5. *Базелян Э. М., Горин Б. Н., Левитов В.И.* Физические и инженрные основы млнезащиты. М.: Гидрометеоиздат. 1978. 202с.

6. *Петров Н.И., Петрова Г.Н.* Физические механизмы развития молниевых разрядов между грозовым облаком и ионосферой. ЖТФ.1999. том 69. вып.4. с.134-137.

7. *Имянитов И.М.* Строение и условия развития грозовых облаков. Метеорология и гидрология. 1981. №3. с.5-17.

8. *Петров Н.И., Петрова Г.Н.* Физические механизмы формирования внутриоблачных разрядов молнии. ЖТФ. 1993. Том 63. вып. 4. С.41-49.

9. *Few A. A.* Lightning channel reconstruction from thunder measurements // J. Geophys. Res. – 1970. – Vol. 75. №36. –p.7517-7523.

10. *Мазин И.П., Шметер С. М.* Облака строение и физика образования. !983. Л.: Гидрометеоиздат. 278с.

11. *Юман М.* Молния.1972. М.: Издательство «Мир». 327с.

К.М.Беккиев;
А.В. Шаповалов,
доктор физико-математических наук
Высокогорный геофизический институт, г.Нальчик

РАСЧЕТЫ ПО ИССЛЕДОВАНИЮ ОСЛАБЛЕНИЯ ЛАЗЕРНОГО ИЗЛУЧЕНИЯ ИК ДИАПАЗОНА В ОБЛАЧНОЙ СРЕДЕ

Проведены расчеты микроструктурных характеристик конвективных облаков с применением трехмерной нестационарной численной модели. Исследованы характеристики облака на разных стадиях развития. С использованием полученных в численных экспериментах функций распределения капель и кристаллов по размерам рассчитаны ослабление, поглощение и рассеяние электромагнитного излучения в облачной среде.

Ключевые слова: конвективные облака, спектры частиц, поглощение и рассеяние, численная модель, инфракрасное излучение

ВВЕДЕНИЕ

Работа оптико-электронных систем зависит как от их технических характеристик, так и от состояния атмосферы, содержащей аэрозольные частицы и облачность. Исследование условий и характеристик распространения электромагнитных волн в облачной (аэрозольной) атмосфере является важной и актуальной научно-технической задачей.

Как известно, физические свойства дисперсных сред (облаков) зависят от размеров частиц, их концентрации, фазового состояния. Исследованию этих вопросов посвящено множество работ в нашей стране и за рубежом. Вопросы влияния дисперсных сред на электромагнитного излучения (ЭМИ) подробно рассмотрены в работах [2,5-7]. Для изучения различных прикладных вопросов, связанных с прохождением ЭМИ в таких средах, необходима информация о микроструктуре зондируемой облачности. Для получения такой информации используются данные измерений [4], а также, результаты моделирования по микрофизическим моделям облаков, развитым, например, в работах [1,3].

Целью данной работы являлись расчеты микроструктурных характеристик конвективных облаков и анализ влияния облачной среды на распространение сигнала от источника монохроматического ЭМИ инфракрасного (ИК) диапазона длин волн.

ОПИСАНИЕ МОДЕЛИ ОБЛАКА

Гидротермодинамический блок используемой модели облака изложен в работах [3,4]. В модели учитываются следующие микрофизические процессы: коагуляция капель с каплями, аккреция, замерзание капель, седиментация капель и кристаллов, а также их перенос воздушными потоками. Уравнения для функций распределения по массам капель $f_1(x,y,z,m,t)$ и ледяных частиц $f_2(x,y,z,m,t)$ с учетом вышеуказанных процессов можно записать в следующем виде:

$$\begin{aligned}
&\frac{\partial f_1}{\partial t} + u\frac{\partial f_1}{\partial x} + v\frac{\partial f_1}{\partial y} + (w - V_1)\frac{\partial f_1}{\partial z} = \left[\frac{\partial f_1}{\partial t}\right]_к + \left[\frac{\partial f_1}{\partial t}\right]_a + \left[\frac{\partial f_1}{\partial t}\right]_д + \left[\frac{\partial f_1}{\partial t}\right]_з + \Delta' f_1 + I_1, \\
&\frac{\partial f_2}{\partial t} + u\frac{\partial f_2}{\partial x} + v\frac{\partial f_2}{\partial x} + (w - V_2)\frac{\partial f_2}{\partial z} = \left[\frac{\partial f_2}{\partial t}\right]_a + \left[\frac{\partial f_2}{\partial t}\right]_з + \Delta' f_2 + I_2
\end{aligned} \qquad (1)$$

$$0 \le x \le L_x, 0 \le y \le L_y, 0 \le z \le L_z, 0 \le m < \infty, t > 0,$$

где L_x , L_y , L_z - верхние значения границ пространственной области; $V_1(m)$, $V_2(m)$ — установившиеся скорости падения жидких и твердых частиц; K(x,y,z) — коэффициент турбулентной диффузии.

Выражения, для расчета слагаемых, входящих в уравнения (1), приведены подробно в работе [1]. Например, для описания коагуляционных процессов в облаке применялось интегро-дифференциальное уравнение:

$$\left[\frac{\partial f}{\partial t}\right]_k = -f_1(x,y,z,m,t)\int_0^{\infty}\beta_1(m,m')\cdot f_1(x,y,z,m',t)dm' + \\ + \int_0^{m/2} f_1(x,y,z,m-m',t)\beta_1(m,m-m')f_1(x,y,z,m',t)dm', \tag{2}$$

$$\beta_1(m,m') = \pi(r(m)+r(m'))^2\cdot\left|V_1(m)-V_1(m')\right|\cdot E(m,m'), \tag{3}$$

где r(m) и r(m') - радиусы сталкивающихся частиц, $V_1(m)$ и $V_1(m')$ - их скорости падения, а E(m,m') - коэффициент захвата.

Расчет взаимодействия капель и кристаллов проводился на основе следующих соотношений:

$$\left[\frac{\partial f_1}{\partial t}\right]_a = -f_1(x,y,z,m,t)\int_0^{\infty}\beta_2(m,m')\cdot f_2(x,y,z,m',t)dm' \tag{4}$$

$$\left[\frac{\partial f_2}{\partial t}\right]_a = -f_2(x,y,z,m,t)\int_0^{\infty}\beta_2(m,m')\cdot f_1(x,y,z,m',t)dm' + \\ + \int_0^{m}\beta_2(m,m-m')f_2(x,y,z,m-m',t)f_1(x,y,z,m',t)dm', \tag{5}$$

$$\beta_2(m,m') = \pi(r(m)+r(m'))^2\cdot\left|V_1(m)-V_2(m')\right|\cdot E(m,m'), \tag{6}$$

Выражения (4)-(6) соответствуют случаю, когда столкновение кристаллов с каплями приводит к замерзанию последних.

Система уравнений (1)-(6) рассматривается при следующих начальных и граничных условиях:

$$f_1(x,y,z,m,0) = f_1^0\{x,y,z,m\} \\ f_2\{x,y,z,m,0\} = f_2^0\{x,y,z,m\} \tag{7}$$

$$f_1(x,y,z,m,t) = f_2\{x,y,z,m,t\} = 0 \quad при\ \ x = 0,\ x = L_x,\ y = 0,\ y = L_y, z = L_z, \\ \partial f_2\{x,y,z,m,t\}/\partial z = \partial f_2\{x,y,z,m\}/\partial z \text{ при } z = 0. \tag{8}$$

Выбор граничных условий (8) обусловлен тем, что границы области счета задачи по пространственным переменным совпадают с видимой границей облака.

При решении уравнений модели применялись методы расщепления и прогонки.

Представленная численная модель позволяет рассчитывать эволюцию со временем термодинамических параметров и спектров капель и кристаллов в облаке.

Разработка программных модулей, реализующих численную модель термодинамических и микрофизических процессов в смешанных облаках, велась в интегрированной среде Delphi. Основной программный модуль обеспечивает инициализацию модели и расчет характеристик облака в цикле по времени.

Для расчета аэрозольного ослабления разработано программное обеспечение, в котором входными параметрами являются: длина волны излучения, размер частиц облачной (аэрозольной) среды, концентрация частиц, комплексный показатель преломления.

Процессы распространения и ослабления оптического излучения в атмосфере описывают с помощью оптических характеристик: коэффициентов ослабления, поглощения и рассеяния, оптической толщи среды, индикатрисы излучения, геометрических параметров, связанных с обратным рассеянием, поляризационных характеристик и т.д. [5].

При распространении электромагнитного излучения в слое частиц аэрозоля с функцией распределения $f(r)$ и протяженностью ΔH, его мощность на выходе слоя изменится в соответствии с экспоненциальным законом Бугера:

$$P = P_0 \exp(-\alpha_e \Delta H) \quad (9)$$

где P_0 - мощность излучателя; α_e - объемный коэффициент ослабления излучения, м$^{-1}$. Причем коэффициент ослабления представляет сумму коэффициентов рассеяния и поглощения:

$$\alpha_e = \alpha_s + \alpha_p . \quad (10)$$

По теории аэрозольного рассеяния электромагнитного излучения Ми коэффициенты ослабления, рассеяния и поглощения принято выражать через соответствующие факторы эффективности аэрозольного ослабления, рассеяния и поглощения следующим образом:

$$\sigma_e = \pi r^2 K_e(r, \lambda, m), \quad (11)$$

$$\sigma_s = \pi r^2 K_s(r, \lambda, m), \quad (12)$$

$$\sigma_p = \pi r^2 K_p(r, \lambda, m), \quad (13)$$

где r - радиус частицы, λ - длина волны, $m=n+i\chi$ - комплексный показатель преломления частицы (n-показатель преломления, χ-показатель поглощения).

Коэффициенты ослабления $K_e(\lambda, m, r)$, рассеяния $K_s(\lambda, m, r)$ и поглощения $K_p(\lambda, m, r)$ рассчитываются в соответствии с классической теорией рассеяния Ми [5].

РЕЗУЛЬТАТЫ РАСЧЕТОВ

Были проведены расчеты факторов ослабления, рассеяния и поглощения ледяных сфер радиусом от 0,001 мкм до 10 мкм в диапазоне длин волн от 0,1 мкм до 10 см.

Данные расчетов для кристалликов r=0.5 мкм приведены в таблице 1 и на рисунке 1.

С учетом спектров жидких и твердых частиц в облаке, полученных по модели облака, были рассчитаны случаи ослабления ИК излучения в слое аэрозольного метеорологического образования.

Таблица 1

Коэффициенты эффективности ослабления, рассеяния, поглощения и обратного рассеяния

R (м)	λ (м)	$K_{ос}$	$K_р$	$K_п$	$K_{обр}$
5.0000E-07	1.06E-06	1.42248e+00	1.42246e+00	2.26104e-05	8.24814e-02
5.0000E-07	2.67E-06	5.47752e-02	4.32922e-02	1.14830e-02	3.13893e-02
5.0000E-07	2.73E-06	5.46894e-02	2.89728e-02	2.57165e-02	2.18223e-02
5.0000E-07	2.78E-06	7.68004e-02	1.46873e-02	6.21131e-02	1.14659e-02
5.0000E-07	2.82E-06	1.19814e-01	6.80835e-03	1.13006e-01	5.43828e-03
5.0000E-07	2.83E-06	1.56444e-01	5.44698e-03	1.50997e-01	4.38336e-03
5.0000E-07	2.85E-06	1.98095e-01	5.61673e-03	1.92478e-01	4.55150e-03
5.0000E-07	2.86E-06	2.61698e-01	8.59917e-03	2.53099e-01	7.00291e-03
5.0000E-07	2.88E-06	3.51153e-01	1.57392e-02	3.35414e-01	1.28566e-02

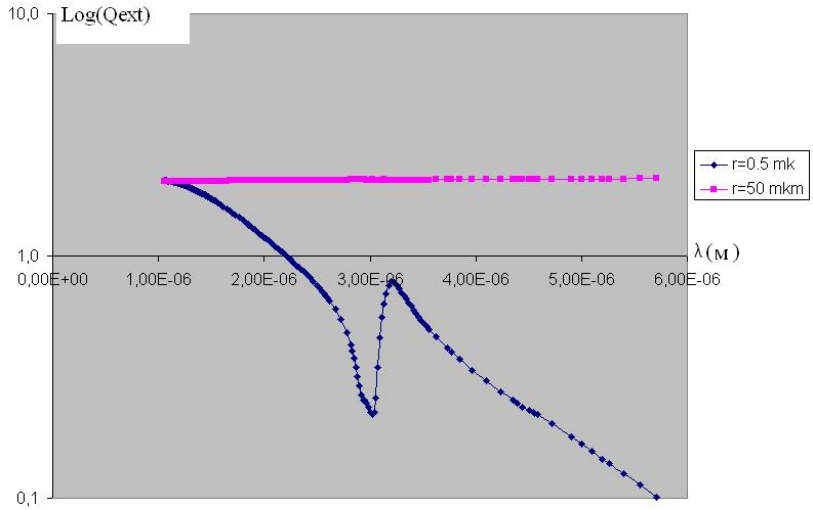


Рис. 1 – Коэффициент ослабления излучения для облачных кристаллов двух размеров r=0.5 мкм (нижняя кривая) и r=50 мкм, в зависимости от длины волны.

Для оценки оптической прозрачности атмосферы используется метеорологическая дальность видимости, которая рассчитывается по формуле:

$$L = \frac{b}{\sum_i n_i \cdot r_i^2}, \qquad (14)$$

где b – безразмерный коэффициент, равный 0,62; n_i – концентрация частиц аэрозоля (тумана); r_i – радиусы.

Результаты расчетов оптической прозрачности атмосферы приведены в таблице 2, в которой приведены: радиус частиц в мкм, десятичный логарифм концентрации, дальность видимости.

Таблица 2

Метеорологическая дальность видимости в зависимости от радиуса частиц и их концентрации

R, мкм	Log n, $м^{-3}$	L, км
1	7	60
1	8	6
1	9	0,6
5	5	240
5	6	24
5	7	2.4
5	8	0.24

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведены расчеты микроструктурных характеристик конвективных облаков с применением трехмерной нестационарной численной модели. Исследованы характеристики облака на разных стадиях развития.

Использование в модели функций распределения капель и кристаллов по размерам позволяет рассчитывать ослабление, поглощение и рассеяние электромагнитного излучения в облачной среде с учетом фактических спектров.

Характер ослабления ИК излучения мелкими и крупными ледяными частицами в зависимости от длины волны существенно отличается. Для крупных ледяных кристаллов поглощение мало зависит от длины волны.

Список используемых источников

1. Ашабоков Б.А., Шаповалов А.В. Конвективные облака: численные модели и результаты моделирования в естественных условиях и при активном воздействии.- Нальчик: изд-во КБНЦ РАН, 2008.- 254 с.

2. Борен К., Хафмен Д. Поглощение и рассеяние света малыми частицами.1. М.: Мир, 1986.- 994 с.

3. Коган Е.Л. и др. Численное моделирование облаков / Коган Е.Л., Мазин И.П., Сергеев Б.Н., Хворостьянов В.И./ - М.: Гидрометеоиздат,1984.- 186 с.

4. Мазин И.П., Шметер С.М. Облака. Строение и физика образования. - Л.: Гидрометеоиздат, 1983. -280 с.

5. Розенберг В. И. Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. -Л.: Гидрометеоиздат, 1972.-348 с.

6. Liou K.N. Radiation and cloud processes in atmosphere. Theory, observation and modeling. Oxford: 1992. - 504 c.

7. Macke A., Mueller J., and Raschke E. Single scattering properties of atmospheric ice crystals. // J. Atmos. Sci. 1996. - V. 53. - P. 2813 - 2825.

Ю.И. Бова,
А.С. Крюковский,
Д.С. Лукин
Российский новый университет, г. Москва

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ РАДИОСИГНАЛА В АНИЗОТРОПНОЙ СРЕДЕ С УЧЕТОМ ОТКЛОНЯЮЩЕГО ПОГЛОЩЕНИЯ МЕТОДОМ БИХАРАКТЕРИСТИК

Проведено численное моделирование распространения радиоволн в анизотропной ионосфере с учетом частотной модуляции и влияния частоты соударений электронов на отклоняющее поглощение. Рассмотрены проекции лучей на разные координатные плоскости: на плоскость распространения и боковую плоскость. Исследованы поглощение радиоволны и расходимость вдоль лучей и влияние этих факторов на ослабление амплитуды радиосигнала. Расчеты выполнены для дневной модели электронной концентрации высокоширотной ионосферной плазмы. Сопоставлены результаты вычислений в случае обыкновенной и необыкновенной волны.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящая работа посвящена моделированию распространения линейно частотно-модулированного (ЛЧМ) сигнала в ионосферной анизотропной плазме и анализу его ослабления за счет расходимости и отклоняющего поглощения. Актуальность данной работы определена широким использованием электромагнитных волн декаметрового диапазона для обеспечения дальней радиосвязи, радионавигации, радиолокации, загоризонтного радиозондирования, а также для изучения структуры верхней атмосферы Земли – ионосферы (см., например, [1-5]). В работах [6-11] нами рассмотрено распространение ЧМ излучения в ионосферной плазме, когда источник излучения расположен на поверхности Земли. Распространение ЧМ сигналов в случае изотропной ионосферной плазмы в зависимости от высоты источника излучения рассмотрено в работе [10]. Несмотря на значительный объем исследований в данной области, распространение ЛЧМ сигналов в ионосферной плазме с учетом магнитного поля Земли изучено ещё недостаточно.

В данной работе особое внимание уделено исследованию ослабления радиосигнала за счет отклоняющего поглощения и расходимости на примере моделей электронной концентрации и частоты соударений электронов для высокоширотной дневной ионосферы.

Постановка задачи. Как известно [12], эффективная диэлектрическая проницаемость среды для неоднородной анизотропной ионосферы имеет вид (формула Эпплтона):

$$\varepsilon = 1 - v\left(1 - i\,Z - \frac{u\sin^2\alpha}{2(1-v-iZ)} \pm \sqrt{\frac{u^2\sin^4\alpha}{4(1-v-iZ)^2} + u\cos^2\alpha}\right)^{-1}. \qquad (1)$$

В выражении (1) параметры v и u являются отношениями квадрата плазменной частоты и квадрата гирочастоты к квадрату рабочей частоты соответственно (см. [2-12]). Введем обозначения: N – величина электронной концентрации в фиксированной точке пространства, Z – отношение частоты соударений электронов ν_e к круговой рабочей частоте ω, а величина α – это угол между волновым вектором и напряженностью магнитного поля Земли $\vec{H}_0 = (H_{0x}, H_{0y}, H_{0z})$. В формуле (1) знак плюс соответствует обыкновенной волне, а знак минус – необыкновенной волне.

В приведённых ниже расчетах амплитуда магнитного поля предполагается постоянной, а ориентация напряжённости магнитного поля относительно локальной системы координат задается двумя углами γ и φ: $H_{0x} = H_0\cos\gamma\cos\varphi$, $H_{0y} = H_0\cos\gamma\sin\varphi$, $H_{0z} = H_0\sin\gamma$.

В основе примененного в данной работе подхода лежат лучевые методы, являющиеся традиционными при описании процессов распространения декаметровых радиоволн в различных

средах (см. например [2, 13]). При моделировании лучевых траекторий в анизотропной, неоднородной среде бихарактеристическая система уравнений с гамильтонианом:

$$\Gamma = k_x^2 + k_y^2 + k_z^2 - \frac{\omega^2}{c^2}\varepsilon_r(\vec{r},\vec{k},\omega) \tag{2}$$

имеет вид [2, 11, 13]:

$$\frac{d\vec{r}}{d\tau} = \frac{\partial\Gamma}{\partial\vec{k}}, \qquad \frac{d\vec{k}}{d\tau} = -\frac{\partial\Gamma}{\partial\vec{r}}, \qquad \frac{dt}{d\tau} = -\frac{\partial\Gamma}{\partial\omega}, \qquad \frac{d\omega}{d\tau} = \frac{\partial\Gamma}{\partial t}, \tag{3}$$

где $\vec{r} = (x, y, z)$ – координаты точки наблюдения, $\vec{k} = (k_x, k_y, k_z)$ – волновой вектор, t – групповое время, τ – параметр вдоль лучевой траектории, $\varepsilon_r(\vec{r},\vec{k},\omega)$ – действительная часть эффективной диэлектрической проницаемости среды распространения.

Для применения при численном моделировании системы (2)-(3), необходимо представить диэлектрическую проницаемость (1) в виде суммы действительной и мнимой части: $\varepsilon = \varepsilon_r + i\,\varepsilon_i$.

Анализируя выражение (1), находим что:

$$\varepsilon_r = 1 - \frac{v(z_\varepsilon + r_\varepsilon\cos\varphi_\varepsilon)}{(z_\varepsilon + r_\varepsilon\cos\varphi_\varepsilon)^2 + (u_\varepsilon + r_\varepsilon\sin\varphi_\varepsilon)^2} \tag{4}$$

$$\varepsilon_i = \frac{v(u_\varepsilon + r_\varepsilon\sin\varphi_\varepsilon)}{(z_\varepsilon + r_\varepsilon\cos\varphi_\varepsilon)^2 + (u_\varepsilon + r_\varepsilon\sin\varphi_\varepsilon)^2}. \tag{5}$$

В формулах (4) и (5) введены обозначения:

$$z_\varepsilon = 1 - \frac{(1-v)u\sin^2\alpha}{2((1-v)^2 + Z^2)}, \qquad u_\varepsilon = -Z - \frac{Zu\sin^2\alpha}{2((1-v)^2 + Z^2)}, \tag{6}$$

$$r_\varepsilon = \pm\left(x_\varepsilon^2 + y_\varepsilon^2\right)^{1/4}, \qquad \varphi_\varepsilon = \frac{1}{2}\operatorname{arctg}\left(\frac{x_\varepsilon}{y_\varepsilon}\right), \tag{7}$$

$$x_\varepsilon = \frac{(1-v)Zu^2\sin^4\alpha}{2((1-v)^2 + Z^2)^2}, \qquad y_\varepsilon = u\cos^2\alpha + \frac{((1-v)^2 - Z^2)u^2\sin^4\alpha}{4((1-v)^2 + Z^2)^2}. \tag{8}$$

Пусть начальный волновой вектор $\vec{k}(0)$ зависит только от угла выхода луча α_0 (β_0=0):

$$k_x(0) = \frac{\omega}{c}\sqrt{\varepsilon_0}\cos\alpha_0\cos\beta_0,\ k_y(0) = \frac{\omega}{c}\sqrt{\varepsilon_0}\cos\alpha_0\sin\beta_0,\ k_z(0) = \frac{\omega}{c}\sqrt{\varepsilon_0}\sin\alpha_0, \tag{9}$$

источник излучения точечный, находится вне магнитоактивной плазмы и расположен в начале координат (*0,0,0*). Величина ε_0 в выражениях (9) – это значение эффективной диэлектрической проницаемости среды в источнике излучения.

Предположим, что сигнал ЛЧМ, то есть формула для мгновенной частоты заполнения имеет вид [6,8]:

$$\omega(0) = \omega_0(1 + \delta\eta), \quad t(0)=\eta \qquad \delta = \frac{2f_\partial}{f_0 T_u} \qquad f(t) = f_0\left(1 + \delta t\right), \tag{10}$$

где η – начальное время выхода луча, f_0 =ω0/(2π) – начальная частота (Гц), f_∂ – девиация частоты (Гц), T_u –длительность импульса (с). В данной работе были приняты следующие значения параметров f_0=2,5 МГц, f_∂= 3,75 МГц, T_u=3 с, δ=1 с$^{-1}$. При этом максимальная частота равна приблизительно 10 МГц. Распространение электромагнитной волны изначально осуществляется в плоскости (*x*, *z*).

Рассмотрена дневная модель высокоширотной ионосферной плазмы. Предполагается, что профиль электронной концентрации имеет вид, представленный на рис. 1. Профиль электронной концентрации в случае дневной ионосферы нетипичен, поскольку в максимуме слоя E электронная концентрация больше, чем в слое F. На рис. 2 приведена зависимость электронной частоты соударений от высоты для дневной ионосферы. Представленные на рис. 1 и 2 профили коррелируют с данными, приведенными в [14] (80° с.ш., 30° в.д., март).

При вычислении применялись следующие значения параметров: H_0 = 0,36 Э, ζ =0, γ = –135°, φ = 90°.

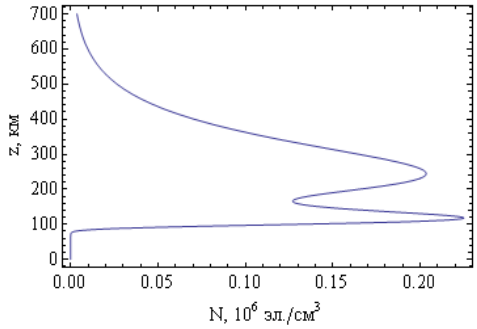


Рис. 1.

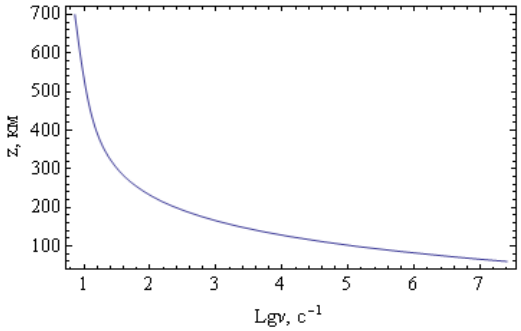


Рис. 2.

Зависимость электронной концентрации от высоты– рис. 1; зависимость электронной частоты соударений от высоты– рис. 2.

ЧИСЛЕННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Рассмотрим графики для дневной ионосферы. На рисунках 3 а и б показана лучевая структура ЛЧМ радиосигнала в плоскости (*x,z*).

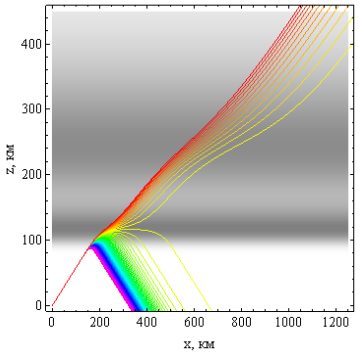


Рис. 3 а.

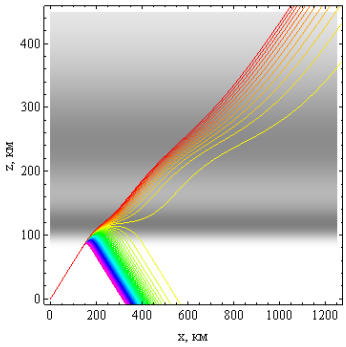


Рис. 3 б.

Лучевые структуры ЛЧМ радиосигнала в плоскости (x,z). Рис. 3 а – обыкновенная волна, рис. 3 б – необыкновенная волна. Угол выхода 30°.

Поскольку в данном случае максимум слоя E больше максимума слоя F, что является аномалией, лучи отражаются только от слоя E.

На рисунке 4 а и 4 б показана лучевая структура ЛЧМ радиосигнала в боковой плоскости (*y,z*). Видно, что отраженные лучи слабо отклоняются от первоначальной плоскости распространения. Отклонение же прошедших лучей достигает 10 и более километров.

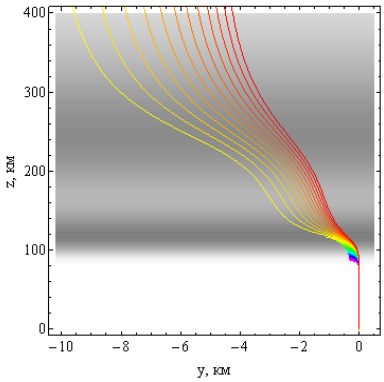


Рис. 4 а.

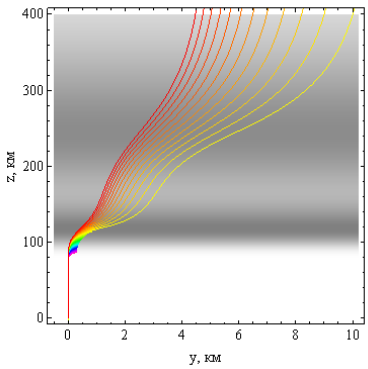


Рис. 4 б.

Лучевые структуры ЛЧМ радиосигнала в плоскости (y,z). Рис. 4 а – обыкновенная волна, рис. 4 б – необыкновенная волна. Угол выхода 30°. Дневная ионосфера.

Рассмотрим поглощение вдоль траекторий. Для вычисления поглощения, связанного с частотой соударения электронов, справедлива формула:

$$\frac{d\Psi}{d\tau} = -2\varepsilon_i \frac{\omega^2}{c^2}. \qquad (11)$$

На рис. 5 а и б приведены зависимости от высоты поглощения Ψ (в Неперах) вдоль траекторий. Следует отметить, что при малых значениях отношения эффективной частоты соударения электронов к круговой рабочей частоте ($Z<<1$) мнимая часть эффективной диэлектрической проницаемости пропорциональна произведению частоты соударений на квадрат электронной концентрации: $\varepsilon_i \sim \nu Z \sim N^2 \nu_e$. С уменьшением высоты ниже слоя Е электронная концентрация падает, а частота соударений растет (см. рис. 1, 2), поэтому наибольшее поглощение происходит вблизи нижней границы ионосферы, что и видно на рис. 5

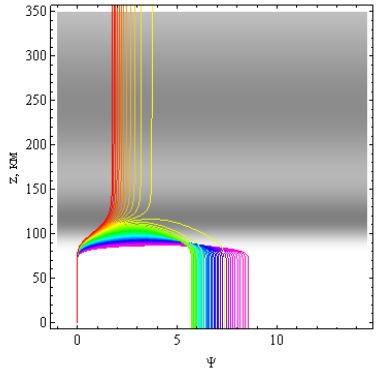


Рис. 5 а.

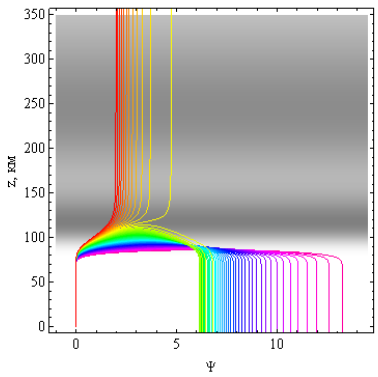


Рис. 5 б.

Зависимости поглощения Ψ (в Неперах) вдоль траекторий от высоты. Рис. 5 а– обыкновенная волна, рис. 5 б– необыкновенная волна. Угол выхода 30°.

Графики на рис. 6 строились в соответствии с формулой (11). Максимальное поглощение для обыкновенной волны приблизительно 8,5 Нп, а для необыкновенной волны ~ 13,3 Нп. Для луча с частотой 4,25 МГц поглощение ~ 7 Нп для обыкновенной волны и ~ 8 Нп для необыкновенной волны.

Для определения расходимости необходимо преобразовать бихарактеристическую систему (3) к виду

$$\frac{d\vec{k}}{dt} = \frac{\partial\omega^2\varepsilon}{\partial\vec{r}} \Big/ \frac{\partial\omega^2\varepsilon}{\partial\omega}, \qquad \frac{d\vec{r}}{dt} = \left(2c^2\vec{k} - \frac{\partial\omega^2\varepsilon}{\partial\vec{k}}\right) \Big/ \frac{\partial\omega^2\varepsilon}{\partial\omega}, \qquad (12)$$

известному как бихарактеристическая система Лукина [15, 16], и дополнить ее системой 12 уравнений с соответствующими начальными данными, то есть решить расширенную бихарактеристическую систему (см. [2, 15, 16]). Получив решение расширенной бихарактеристической системы можно вычислить якобиан J расходимости лучевой трубки (см. [2, 13, 15, 16]) и найти расходимость поля в каждой точке пространства:

$$A_m = 10 \cdot \lg \left| \frac{J_0}{J(\vec{r})} \right|. \tag{13}$$

В формуле (13) J_0 – якобиан расходимости на условном расстоянии от источника (в расчетах был условно выбран 1 м). Величина $\varepsilon = \varepsilon_r$.

На рис. 6 а и 6 б показаны зависимости расходимости вдоль лучевых траекторий от высоты в дБ. С помощью рис. 10, 13 и 16 можно оценить амплитуду сигнала в точке приема. Для лучей с частотой ~4,25 МГц) на земле (расстояние ~370 км от источника) поглощение будет порядка одного 7 Нп для обыкновенной волны и 8 Нп для необыкновенной волны, а расходимость около 110 дБ. Если предположить, что мощность источника 1 кВт, то напряженность поля в этой точке составит 0,5 мкВ/м для обыкновенной волны и 0,18 мкВ/м для необыкновенной волны.

На рис. 6 в первую очередь следует отметить траекторию, соответствующую высокочастотному сигналу. Она имеет небольшой излом в окрестности максимума слоя F, что связано с дефокусировкой сигнала. Горизонтальные линии соответствуют каустикам. Это области фокусировки поля. Из рис. 6 следует, что лучи, соответствующие дальнему распространению (см. рис. 3), иногда называемые лучами Педерсена, испытывают очень большую расходимость.

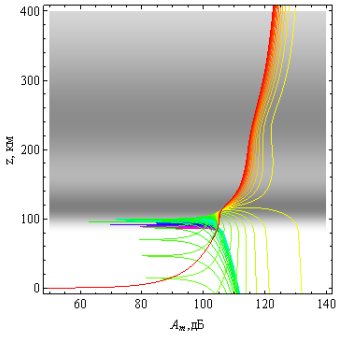


Рис. 6 а.

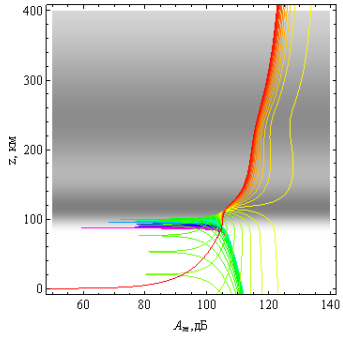


Рис. 6 б.

Зависимости расходимости вдоль лучевых траекторий от высоты в дБ. Рис. 6 а – обыкновенная волна, рис. 6 б – необыкновенная волна. Угол выхода 30°. Дневная ионосфера.

С помощью рис. 3, 5 и 6 можно оценить амплитуду сигнала в точке приема. Как известно, действующая напряженность электрического поля изотропного излучателя в пустоте определяется формулой:

$$E_{\partial 0} = \frac{\sqrt{30W}}{r} В/м, \tag{14}$$

где W – мощность в Ваттах, а r – расстояние до источника излучения в метрах. Тогда действующую напряженность электрического поля в некоторой точке пространства можно оценить по формуле:

$$E_{\partial} = E_{\partial 0} e^{-\psi} 10^{-A_m/20} В/м. \tag{15}$$

Например, для лучей с частотой ~4,25 МГц на земле (расстояние 370 км от источника) поглощение будет порядка одного Непера, а расходимость около 120 дБ. Если предположить, что мощность источника 1 кВт, то напряженность поля в этой точке составит 64 мкВ/м.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, в настоящей работе выполнено математическое моделирование распространения радиоволн в ионосфере с учетом магнитного поля Земли, частотной модуляции и влияния частоты соударений электронов на отклоняющее поглощение. Сопоставлены особенности распространения ЛЧМ сигналов в двухслоевой анизотропной ионосфере в случае обыкновенной и необыкновенной волны. Исследованы поглощение радиоволны и расходимость вдоль лучей и влияние этих факторов на ослабление амплитуды радиосигнала. Расчеты выполнены для дневной и ночной моделей электронной концентрации высокоширотной ионосферной плазмы. Рассмотрены проекции лучей на разные координатные плоскости: на плоскость распространения и боковую плоскость. Для расчетов лучевых характеристик применялась бихарактеристическая система дифференциальных уравнений, неизвестными в которой являются координаты луча, компоненты волнового вектора, а также частота и время. Для определения ослабления напряженности электрического поля вдоль траектории рассчитывалась расходимость лучевого потока на основе расширенной бихарактеристической системы уравнений.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (гранты № 18-02-00544-а, №17-02-01183-а).

Список используемых источников

1. *Иванов Д.В.* Методы и математические модели исследования распространения в ионосфере сложных декаметровых сигналов и коррекции их дисперсионных искажений. Монография. Йошкар-Ола: Марийский гос. технический ун-т. 2006. 266 с.

2. *Крюковский А.С., Лукин Д.С., Кирьянова К.С.* Метод расширенной бихарактеристической системы при моделировании распространения радиоволн в ионосферной плазме. // Радиотехника и электроника, М.: Наука. 2012. Т.57. № 9. С. 1028-1034.

3. *Крюковский А.С., Лукин Д.С., Растягаев Д.В.* Теория пространственной фокусировки видеоимпульсов в диспергирующих средах. // Электромагнитные волны и электронные системы. 2007. Т.12. № 8. С.15-25.

4. *Крюковский А.С., Зайчиков И.В.* Особенности распространения радиоимпульсов в средах с дисперсией. // Электромагнитные волны и электронные системы. 2008. Т.13. № 8. С. 36-41.

5. *Кирьянова К.С., Крюковский А.С.* Особенности лучевого распространения радиоволн в ионосфере Земли // T-Comm: Телекоммуникации и транспорт. 2012. № 11. – С. 25–28.

6. *Крюковский А.С., Растягаев Д.В., Скворцова Ю.И.* Исследование распространения частотно-модулированных пространственно-временных сигналов в неоднородной анизотропной ионосфере //Вестник Российского нового университета. Серия «Управление, вычислительная техника и информатика» / М.: РосНОУ, 2013. Выпуск 4. – С. 47–52.

7. *Крюковский А. С., Лукин Д. С., Растягаев Д. В., Скворцова Ю. И.* Математическое моделирование распространения частотно-модулированных радиоволн в ионосферной плазме // Радиотехника и электроника, 2015, Т. 60, № 10. С. 1001-1009.

8. *Крюковский А.С., Лукин Д.С., Растягаев Д.В., Скворцова Ю.И.* Численное моделирование распространения пространственно-временных частотно-модулированных радиоволн в анизотропной среде//T-Com:Телекоммуникации и транспорт. 2015. Т.9. №9. С.40-47.

9. *Крюковский А.С., Скворцова Ю.И.* Математическое моделирование распространения радиоволн в нестационарной плазме с учетом кривизны поверхности Земли и ионосферных слоев. //Вестник Российского нового университета. Серия: Сложные системы: модели анализ и управление. 2016. №1-2. С.34-40

10. *Бова Ю.И.* Математическое моделирование распространения радиоволн в ионосфере Земли в зависимости от высоты источника излучения //Вестник Российского нового университета. Серия: Сложные системы: модели анализ и управление. 2016. №3. С.10-15.

11. *Крюковский А.С., Скворцова Ю.И.* Влияние пространственно-временных возмущений ионосферной плазмы на распространение радиоволн. // Известия высших учебных заведений. Физика. 2016. Т. 59. № 12-3. С. 131-135.

12. *Дэвис К.* Радиоволны в ионосфере. М.: Мир. 1973. 502 с.

13. *Лукин Д.С., Палкин Е.А.* Численный канонический метод в задачах дифракции и распространения электромагнитных волн в неоднородных средах. М.: МФТИ, 1982. 159 с.

14. ГОСТ 25645.146-89 Ионосфера Земли. Модель глобального распределения концентрации, температуры и эффективной частоты соударений электронов. Часть 1. Таблицы параметров. М.: Издательство стандартов, 1990 год. 30 с.

15. *Казанцев А.Н., Лукин Д.С., Спиридонов Ю.Г.* Метод исследования распространения радиоволн в неоднородной магнитоактивной ионосфере. // Космические исследования, 1967. Т. 5. Вып. 4. С. 593–600.

16. *Лукин Д.С., Спиридонов Ю.Г.* Применение метода характеристик для численного решения задач распространения радиоволн в неоднородной и нелинейной среде. // Радиотехника и электроника, 1969. Т. 14. № 9. С. 1673–1677.

И.Д. Брюханов
Национальный исследовательский Томский государственный университет, г. Томск

ПРОБЛЕМА ИНТЕРПРЕТАЦИИ ДАННЫХ ПОЛЯРИЗАЦИОННОГО ЛАЗЕРНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ КОНДЕНСАЦИОННЫХ СЛЕДОВ САМОЛЁТОВ: ОЦЕНКА МЕТЕОПАРАМЕТРОВ

Для выяснения механизмов образования ориентированных ансамблей кристаллических частиц в конденсационных следах самолётов необходима информация о метеорологическом состоянии атмосферы. В работе проведён сравнительный анализ метеопараметров, измеряемых шар-зондами и на самолётах гражданского авиасообщения, а также рассчитанных по моделям ECMWF и GFS. Сделаны выводы о применимости данных от каждого источника для интерпретации результатов экспериментов на лидаре НИ ТГУ.

Ключевые слова: след самолёта, лазерное зондирование, поляризационный лидар, матрица обратного рассеяния света.

ВВЕДЕНИЕ

В современных реалиях всё более актуальным является изучение антропогенного воздействия на окружающую среду. В частности, общепризнанным [1, 2] является факт влияния отработанных газов, выбрасываемых в атмосферу двигателями разнообразной техникой, на экологическое состояние атмосферы. Помимо прочего, конденсационные следы самолётов не только сами меняют пропускание оптического излучения атмосферой, но и являются инициаторами развития облаков верхнего яруса (ОВЯ).

Температура и давление отработанных газов на выходе из авиационного двигателя существенно превышают таковые у атмосферного воздуха. Вследствие этого происходит быстрое их расширение и формирование газовоздушной смеси с влажностью, более высокой, чем у окружающей среды. Вследствие наличия ядер конденсации, эта влага переходит из газовой фазы в твёрдую, образуя ледяные кристаллы. Интенсивно рассеивая свет, они позволяют увидеть самолётные следы. Наряду с естественными ОВЯ, такие следы и инициированные ими облака существенным образом влияют на радиационный баланс атмосферы Земли [3, 4].

ВОССТАНОВЛЕНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ ОБЛАКОВ ВЕРХНЕГО ЯРУСА

В основном, ОВЯ состоят из кристаллических ледяных частиц [5]. Пропускание такими облаками оптического излучения, а, стало быть, и влияние на радиационный баланс атмосферы определяется параметрами их микроструктуры [6]. Существующие инструменты позволяют измерить размеры и форму таких частиц, но не их ориентацию, поскольку она нарушается при заборе проб. Оценить микроструктуру облака позволяет анализ состояния поляризации лазерного излучения при его взаимодействии с исследуемой средой. Эта идея положена в основу метода поляризационного зондирования, реализованного в высотном поляризационном лидаре Национального исследовательского Томского государственного университета (НИ ТГУ) [7]. Эксперименты на нём проводятся с 2009 г.

Уникальной особенностью указанного лидара является возможность экспериментального определения полной матрицы обратного рассеяния света (МОРС) аэрозольных слоёв. Описывая рассеяние оптического излучения света облаком, эта характеристика несёт в себе исчерпывающую информацию о его микроструктуре. Однако, решение проблемы интерпретации лидарных данных влечёт за собой решение множества задач, немалая часть из которых требует проработки.

ЭКСПЕРИМЕНТЫ ПО ПОЛЯРИЗАЦИОННОМУ ЛАЗЕРНОМУ ЗОНДИРОВАНИЮ КОНДЕНСАЦИОННЫХ СЛЕДОВ САМОЛЁТОВ

Лидар НИ ТГУ находится в южной части города, на расстоянии 0,5 км от берега р. Томь. В радиусе 100 км от Томска проходит множество самолётных трасс регуляриого сообщения (рис. 1). Отсутствие низкой облачности и соответствующее направление ветра

позволяют зондировать конденсационные следы самолётов на высотах до 15 км. Ранее сотрудниками кафедры оптико-электронных систем и дистанционного зондирования НИ ТГУ проводились эксперименты по поляризационному лазерному зондированию как одиночного [8], так и ряда самолётных следов [9].

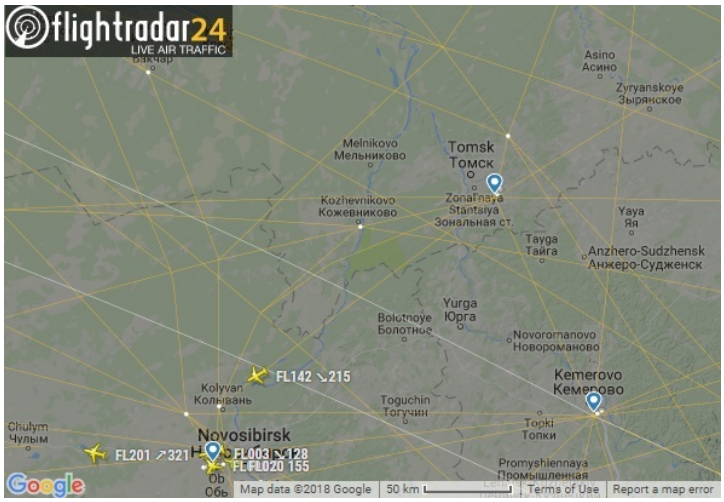


Рис. 1. Самолётные трассы вблизи Томска [10]; синими метками обозначены аэропорты

Для уменьшения погрешностей и анализа временной динамики параметров атмосферы во время эксперимента на поляризационном лидара НИ ТГУ подразумевает накопление сигналов обратного рассеяния. Актуальная методика проведения эксперимента и обработки его результатов позволяет анализировать обратное рассеяние зондирующего излучения для каждого импульса лазера (частота повторения импульсов составляет 10 Гц). Таким образом, возможно непосредственное выделение в экспериментальных данных интервалов времени, в течение которых наблюдались аэрозольные слои.

МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ОБСТАНОВКА НА ВЫСОТАХ ЗОНДИРУЕМЫХ АЭРОЗОЛЬНЫХ СЛОЁВ

Интерпретация лидарных требует наличия достоверных данных о метеорологической обстановке. Ближайшие к месту расположения лидара метеостанции, поставляющие высотные профили метеовеличин, находятся в г. Колпашево (станция 29231; ~240 км северо-западнее Томска) и Новосибирске (станция 29634; ~250 юго-западнее Томска). Измерения них выполняются два раза в день в 00:00 и 12:00 UTC (всемирное координированное время; с 29 мая 2016 г. Томское время – UTC+7). Для удобства, далее будем оперировать Томским временем. Результаты находятся в свободном доступе (например, [11]). Шар-зонды достигают высот до 28 км [12], а данные, поставляемые обеими метеостанциями часто близки между собой.

Несмотря на наличие описанных данных, актуальной является задача нахождения более близкого к Томску источника высотных профилей метеопараметров. В поисках такого источника рассмотрены данные о температуре окружающего воздуха, а также скорости и направлении ветра, получаемые с самолётов [10]. Для анализа в течение нескольких дней февраля-марта 2018 г., выбирались самолёты, находящиеся наиболее близко к метеостанциям, и фиксировались метеоданные с них. Это происходило во время, близкое ко времени измерений на указанных метеостанциях. Сопоставление с результатами измерений шар-зондами показало (табл. 1 и 2) частое расхождение данных. В качестве критерия близости метеопараметров, полученных из разных источников, взяты следующие максимальные разности: температура – 10°C, направление и скорость ветра – 45° и 10 м/с, соответственно. Примечательны данные измерений, полученные с самолётов в 19:03 и 19:20 (табл. 2). В первом случае температура воздуха на высоте 350 м от поверхности земли составила –51°C, что расходится с данными от шар-зонда более, чем на 50°C. Во втором случае отличия метеопараметров, полученных с одного и того же самолёта, от данных ближайшей метеостанции не только превышают обозначенные пределы расхождения, но и

повторяют друг друга для высот в 5,6 и 2,8 км. Выявление ряда таких наборов метеовеличин позволяет сделать вывод о несоответствии метеопараметров на сайте фактическому местоположению самолёта. Это заключение не позволяет опираться на метеоданные, получаемые с самолётов, для интерпретации результатов поляризационного лазерного зондирования.

Таблица 1

Метеопараметры от 19:00 23.03.2018 г., измеренные шар-зондами [11]

Метеостанция	Высота, м	Ветер		Температура воздуха,ºС
		Направление,º	Скорость, м/с	
Колпашево	250	235	8,23	1,3
	656	255	13,90	–2,1
	5569	240	36,53	–28,5
	6830	230	43,73	–39,3
	8803	225	60,20	–54,6
	9791	230	51,96	–59,7
	9890	230	51,96	–59,7
	11290	240	38,07	–58,7
Новосибирск	5629	242	26,24	–27,7
	6960	230	31,90	–35,1
	8933	225	44,24	–53,9
	9825	225	47,84	–58,5
	10461	220	52,99	–62,5
	10730	221	49,39	–62,7
	11493	225	40,13	–61,4

Вторым источником вертикальных профилей метеопараметров рассмотрены модели ECMWF (Европейский центр среднесрочных прогнозов погоды) и GFS (Всемирная система прогнозирования Национальной метеорологической службы США). Данные находятся в свободном доступе [13]. Сайт предоставляет данные на 10 дней, однако точность обеих моделей падает по мере удаления даты и времени прогноза от текущего времени. Поэтому для рассмотрения выбирались только данные на текущий момент и фиксировались непосредственно во время начала измерений шар-зондами на указанных метеостанциях (табл. 3).

Таблица 2

Метеопараметры, измеренные на самолётах 23.03.2018 г. [10]

Местное время	Рейс	Ближайшая метеостанция	Высота GPS, м	Ветер		Температура воздуха,ºС
				Направление,º	Скорость, м/с	
19:06	SU1846	Колпашево (150)	10097	342	73,05	–48
19:13	SU1846	Колпашево (<50)	10127	342	73,05	–48
19:32	JD431	Колпашево (100)	11072	304	24,69	–69
19:03	S7179	Новосибирск (<50)	305	350	55,56	–51
19:15	S7582	Новосибирск (100)	5265	296	30,87	–61
19:20	S7582	Новосибирск	2606	296	30,87	–61

		(100)				

Примечание: в столбце «Ближайшая метеостанция» в скобках указано удаление самолёта от места запуска шар-зонда в километрах с точностью до 50 км.

Таблица 3

Метеопараметры, рассчитанные по модели ECMWF для 19:00 23.03.2018 г. [13]

Ближайшая метеостанция	Высота, м	Ветер	
		Направление,°	Скорость, м/с
Колпашево	5500	ЮЗ	26–28
	7000	ЮЗ	28–30
	9000	ЮЗ	26–28
	10000	ЮЗ	28–30
	11700	ЮЗ	28–30
Новосибирск	5500	ЗЮЗ	26–28
	7000	ЮЗ	28–30
	9000	ЮЗ	28–30
	10000	ЮЗ	28–30
	11700	ЮЗ	28–30
Томск	5500	ЗЮЗ	24–26
	7000	ЮЗ	28–30
	9000	ЮЗ	28–30
	10000	ЮЗ	28–30
	11700	ЮЗ	28–30

Примечание: ввиду ограниченности объёма статьи, приведены данные только для модели ECMWF.

Сопоставление расчётных данных с результатами измерений на метеостанциях выявляет существенную близость в большинстве случаев. Этот результат ожидаем, поскольку входными параметрами для расчётов являются, в том числе, результаты измерений шар-зондами по всему миру. Тем не менее, выполненная проверка позволяет использовать модельные данные, рассчитанные для Томска, для интерпретации данных результатов экспериментов. Следует отметить малозначимые различия расчётных данных для трёх рассматриваемых городов, полученных на основе обоих погодных моделей (по крайней мере, при условии анализа краткосрочного прогноза).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В рассмотренном примере метеорологическая обстановка над г. Колпашево и Новосибирском близка – такая ситуация хоть и обычна, но не обязательна. Сравнительный анализ метеопараметров, полученных из трёх указанных источников в течение ряда дней, позволяет сделать вывод о непригодности данных, получаемых с самолётов [10], для интерпретации лидарных данных. При этом метеопараметры, рассчитанные по моделям ECMWF и GFS в краткосрочной перспективе [13], показали высокую степень близости с результатами измерений шар-зондами. Эта близость позволяет использовать данные, рассчитанные для Томска, для анализа результатов экспериментов на высотном поляризационном лидаре НИ ТГУ.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант 16-05-00710) и Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» за 2018 г.

Список используемых источников

1. *Дмитриева Т.М.* К оценке воздействия гражданской авиации на окружающую среду // Актуальные проблемы экологии и природопользования. Вып. 11: Сборник научных трудов. М.: ИД ЭНЕРГИЯ, 2009. С. 179–182.

2. *Ritchie G., et al.,* Biological and health effects of exposure to kerosene-based jet fuels and performance additives // J. Toxic. Env. Health, Part B. – 2003. – V. 6, No.4. – P. 357–451.

3. *Volkov S.N., et al.*, Investigation of East Asian Clouds with Polarization Light Detection and Ranging // Appl. Opt. – 2015. – V. 54, No. 11. – P. 3095-3105.

4. *Raschke E., et al.* Cloud Effects on the Radiation Budget Based on ISCCP Data (1991 to 1995)//Int. J. Climat. – 2005. – V. 25. – P.1103–1125.

5. Радиационные свойства перистых облаков / под ред. Е.М. Фейгельсон. – М.: Наука, 1989. – 223 с.

6. *Nee E.V., et al.*, Dependence of polarization characteristics of the double scattering lidar return from liquid water content of clouds // Proc. SPIE. – 2016. – V. 10035. – 100354A (6 pp.).

7. *Самохвалов И.В., Кауль Б.В., Насонов С.В. и др.* Матрица обратного рассеяния света зеркально отражающих слоев облаков верхнего яруса, образованных кристаллическими частицами, преимущественно ориентированными в горизонтальной плоскости // Оптика атмосферы и океана. – 2012. – Т. 25, № 5. – С. 403–411.

8. *Самохвалов И.В., Брюханов И.Д., Животенюк И.В., и др.* Определение матрицы обратного рассеяния света конденсационного следа самолёта // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XXII Международного симпозиума [Электронный ресурс]. – Томск: Издательство ИОА СО РАН, 2016. – С. С465–С468.

9. *Самохвалов И.В., Брюханов И.Д., Животенюк И.В., и др.* Оптические характеристики конденсационных следов самолётов // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Материалы XXIV Международного симпозиума, 2018 [направлено в печать].

10. Flightradar24. URL: https://www.f lightradar24.com.

11. University of Wyoming. URL: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html.

12. Томский ЦГМС. URL: http://www.meteo-tsk.ru/about/m08.

13. Windy. URL: https://windy.com.

К.А. Волкова*,
А.В. Поберовский,
Ю.М. Тимофеев,
Д.В. Ионов,
B.N. Holben,
A. Smirnov,
I. Slutsker

АЭРОЗОЛЬНЫЕ ОПТИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПО ДАННЫМ ИЗМЕРЕНИЙ СОЛНЕЧНОГО ФОТОМЕТРА CIMEL (AERONET) ВБЛИЗИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Проведен анализ измерений солнечного фотометра CIMEL CE 318 международной сети наблюдений AERONET вблизи Санкт-Петербурга за 2013-2016 гг. Определены типичные аэрозольные оптические характеристики в регионе (аэрозольная оптическая толщина, параметр Ангстрема и альбедо однократного рассеяния), а также масштаб их вариаций. Выявлены некоторые закономерности наблюдаемой временной изменчивости параметров аэрозоля для Северо-Западного региона Российской Федерации. Максимальные значения АОТ (0.14-0.19) наблюдаются летом (июль-август), а минимальные (0.05-0.06) – осенью и зимой (в октябре и декабре). Информация дополнена совместным анализом данных одновременных наблюдений ближайших станций AERONET в Эстонии и Финляндии, а также результатов спутниковых измерений и данных реанализа MERRA.

Работа выполнена при финансировании гранта РНФ No. №14-17-00096.

А.Д. Гомонов,
кандидат технических наук;
Р.Ю. Юрик;
Ю.А. Шаповалова;
С.М. Черняков
Полярный геофизический институт, г.Мурманск

СРАВНЕНИЕ МОДЕЛЬНЫХ ДАННЫХ IRI-2016 С ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫМИ ИЗМЕРЕНИЯМИ ЭЛЕКТРОННЫХ КОНЦЕНТРАЦИЙ В *D*-ОБЛАСТИ ИОНОСФЕРЫ

Рассмотрены результаты сравнительного анализа экспериментальных данных измерений электронных концентраций *D*-области ионосферы на радиофизическом полигоне «Туманный» Полярного геофизического института (69.0 с.ш., 35.7 в.д.) с модельными данными IRI-2016 для данного региона. Для определения адекватности модели IRI-2016 выбирались дни со спокойной геомагнитной обстановкой за март 2017г. Обнаружено несоответствие данных моделирования с экспериментальными в областях с высокими градиентами электронных концентраций. На основании полученных результатов, предложены новые пути усовершенствования модели IRI-2016.

Ключевые слова: ионосфера, моделирование, электронная концентрация.

ВВЕДЕНИЕ

D–область ионосферы, охватывающая интервал высот 50-90 км, оказывает существенное влияние на распространение радиоволн СДВ-, ДВ-, СВ и КВ-диапазонов. В связи с этим возникает необходимость в определении основного ионосферного параметра – электронной концентрации *Ne* – в различных гелиогеофизических условиях. Для решения данной задачи можно создать математическую модель *D*–области, способную описать поведение ионосферы на заданных высотах или проводить прямые или косвенные измерения электронных концентраций *Ne* [1, 2]. *D*–область ионосферы представляет существенные трудности для проведения прямых измерений ионосферных параметров в ней, так как, она слишком высока для наблюдений с самолетов и шаров-зондов, но слишком низка для спутников [3, 4]. Прямые измерения параметров этой области дают эпизодические запуски ракет. Косвенные измерения можно проводить с помощью радара частичных отражений вертикального зондирования. Сопоставляя данные измерений с результатами моделирования можно определить адекватность модели и пути ее улучшения, путем введения неких поправочных коэффициентов, что и являлось целью данной работы.

РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНИТЕЛЬНОГО АНАЛИЗА

Для проведения измерений электронных концентраций *Ne* в *D*–области был задействован средневолновый радиолокатор вертикального зондирования ионосферы ПГИ (табл.1.), расположен в п. Туманный Мурманской области (69.0 N, 35.7 E) для исследования нижней ионосферы методом частичных отражений [5].

Таблица 1

Технические характеристики СВ-радара

Передатчик	Приемник
Мощность передатчика в импульсе на частоте 2,6 МГц – около 100 кВт.	Чувствительность приемников – 0,5 мкВ.
Длительность импульса равна – 15 мкс	Полоса пропускания – 50-60 кГц
Частота повторения излучений обыкновенной и необыкновенной волн – 1 Гц.	Обзорный диапазон высот – 30-240 км Диапазон регистрации – любой в пределах обзорного.
Задержка между импульсами этих волн – 275 мс.	Шаг опроса по высоте – 0,5n км (n=1,2,3…).

Известно, что электронную концентрацию в области D можно получить с помощью измерений амплитуд обыкновенной и необыкновенной волн, рассеянных ионосферной плазмой, двумя способами: методом дифференциального поглощения и корреляционным методом.

В основе этих способов определения параметров плазмы лежит излучение двух волновых мод в виде чередующихся импульсов, раздельный прием сигналов, частично рассеянных неоднородностями в электронной концентрации и в частоте соударений, и измерение их амплитуд в зависимости от времени запаздывания, определяющего высоту отражения [3, 4].

В методе дифференциального поглощения, для определения концентрации как функции высоты, используется разница поглощения вдоль траекторий распространения обыкновенной (волна круговой поляризации с левосторонним вращением для северного полушария) и необыкновенной волн (волна круговой поляризации с правосторонним вращением для северного полушария). Отношение амплитуд необыкновенной A_x и обыкновенной A_o рассеянных волн дается выражением:

$$A_x / A_o = |R_x / R_o| \exp\left[-2 \int_0^h (K_x - K_o) \mathrm{d}\, h \right]$$

Экспоненциальный множитель определяет дифференциальное поглощение (разность поглощения) двух поляризаций, рассеянных на высоте h, и зависит от электронной концентрации N и частоты соударений ν ниже этой высоты.

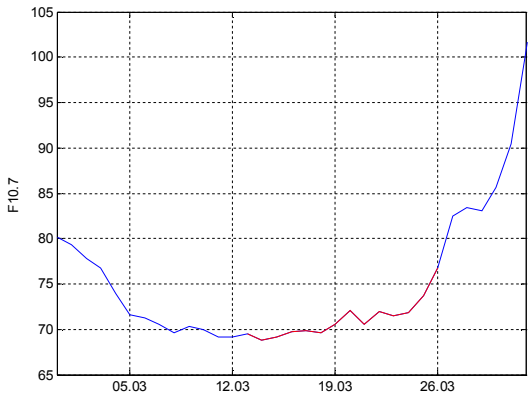
Измеряя отношение $A_x(h)/A_o(h)$ постепенно через интервалы высот Δh при известных условиях можно определять профиль электронной концентрации $N(h)$ следующей формулой:

$$N(h) = \frac{\dfrac{d}{dh}\left[\ln\left(R(h) - \ln \dfrac{A_x(h)}{A_o(h)} \right) \right]}{K(h)},$$

где $K(h) = 2[k_x(h) - k_o(h)]/N$, $k_{x,o}(h)$ – коэффициенты поглощения необыкновенной (x) и обыкновенной (o) радиоволн, определяемые рабочей частотой, гирочастотой электронов и высотным профилем частоты соударений электронов с молекулами, $R(h) = |R_x(h)|/|R_o(h)|, |R_{x,o}|$ - модули коэффициентов отражения.

Для сравнения результатов измерений с модельными данными была выбрана эмпирическая модель IRI-2016, основанная на систематизации, классификации экспериментальных данных и выведении зависимости *Ne* от всех факторов, влияющих на характер профиля *Ne(h)*.

Для сравнения данных измерений с модельными, выбирались дни со спокойной геомагнитной обстановкой (13, 14, 16-20, 24-26 марта 2017 г.) (рис. 1.).



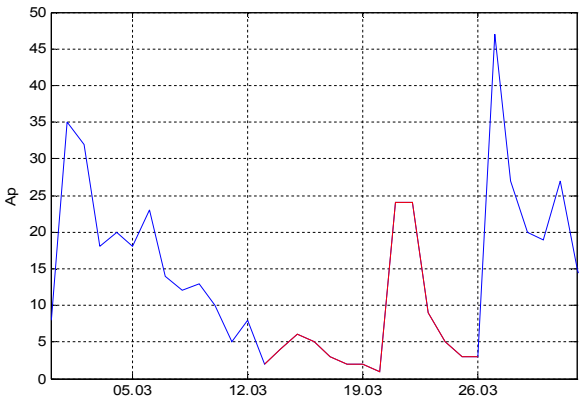
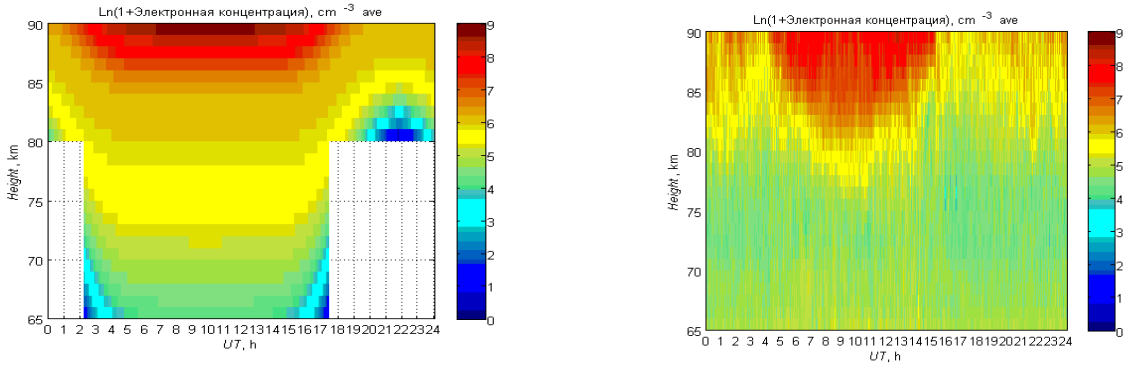


Рис. 1, а. Индекс F10.7 (поток солнечного радиоизлучения на волне 10,7см). (ед.10^{-22} Вт/(м^2·Гц))*

Рис. 1, б. Ар-индекс

Как видно из графиков, в период с 13 по 26 марта поток солнечного радиоизлучения на волне 10,7 см (индекс F10,7) менялся незначительно, в пределах 68,8-76,8 (в единицах 10^{22} Вт/(м^2·Гц)). Для указанного периода Ар-индекс варьировался от 1 до 24, что соответствует значениям Кр от 0+ до 4-.

По выбранным дням проводилось сравнение данных измерений *Ne*(*h*) с результатами моделирования. В модели IRI-2016 задавались координаты радара частичных отражений. Данные параметров солнечной активности находились в базе данных модели. Было проведено сравнение усредненных данных измерений с модельными усредненными данными (рис. 2).

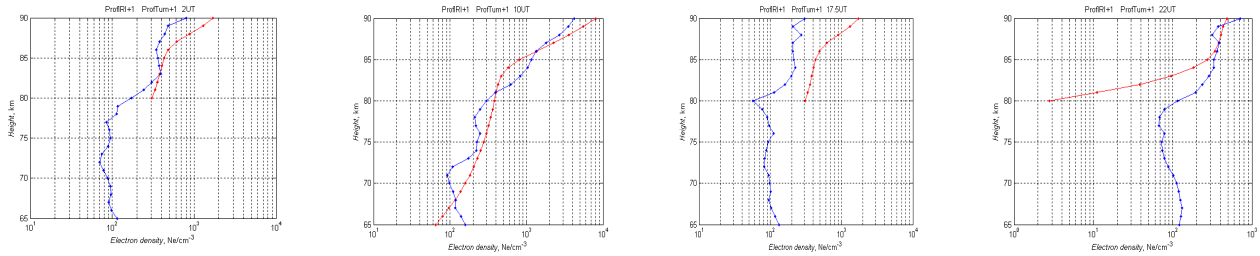


а) Глобальная эмпирическая модель IRI-2016

б) Данные измерений

Рис. 2. Осредненные данные по электронным концентрациям за 13, 14, 16-20, 24-26 марта 2017 г.

По полученным данным были построены профили электронных концентраций *Ne(h)* для четырех моментов времени: 2, 10, 17:30 и 22 UT (рис. 3).



2 UT 10 UT 17:30 UT 22 UT

Рис. 3. Профили электронной концентрации из осредненных данных за 10 самых «спокойных» дней марта 2017 для 4 моментов времени 2, 10, 17:30 и 22 UT (модельный (красный) и экспериментальный (синий))

Из приведенных выше графиков видно, что модель IRI-2016 достаточно хорошо описывает профили электронных концентраций *Ne(h)* для 10 UT и значительно хуже для 22 UT. Данное расхождение можно объяснить большими шумами в измерениях амплитуд необыкновенной A_x и обыкновенной A_o волн, и как следствие недостоверными значениями, полученными для электронных концентраций. Для момента времени 10 UT в выбранные даты наблюдалось минимум шумов в измерениях, что позволяет считать электронные концентрации для данного времени наиболее достоверными, чем и объясняется их согласованность с модельными данными. Однако при расчете относительных ошибок измерений электронных концентраций *Ne(h)* с модельными данными везде, без исключения наблюдаются зона с большими относительными ошибками (границы области с высокими градиентами электронных концентраций *Ne*(*h*)) (рис. 4).

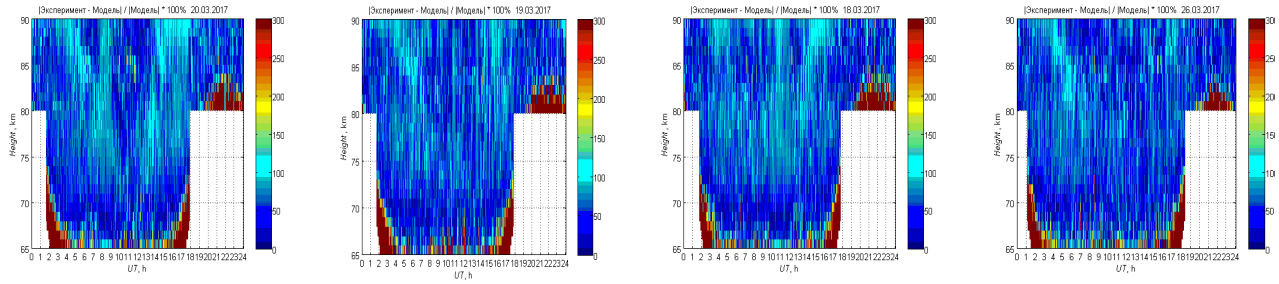


*Рис. 4. Относительные ошибки |эксперимент – модель|/|модель|*100 для 20, 19, 18 и 26 марта 2017 г.*

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данное несоответствие можно трактовать неадекватностью модели IRI-2016 для оценки электронной концентрации в высокоширотной *D*-области. Очевидно, что данная модель должна быть скорректирована в областях с высокими градиентами электронных концентраций *Ne*(*h*).

Список используемых источников

1. *Данилов А. Д., Смирнова Н. В.* Уточнение модели ионного состава в международной справочной модели IRI // Геомагнетизм и аэрономия. – 1995. - Т. 35, №1. - С. 80-88.
2. *Кадухин Г. Ф., Соболева Т. Н.* Эмпирическая модель высотно-суточных вариаций электронной концентрации в среднеширотной ионосфере на высотах 50 - 900 км в равноденственных условиях высокой солнечной активности. - В сб. Распространение радиоволн в ионосфере. - М.: Наука, 1978. – С. 137.
3. *Альперт Я. Л.* Распространение электромагнитных волн и ионосфера. - М.: Наука, 1972. - 564 с.
4. *Ратклифф Дж.* Введение в физику ионосферы и магнитосферы. - М.: Мир, 1975. – 296 с.
5. *Терещенко В.Д., Васильев Е.Б., Овчинников Н.А., Попов А.А.* Средневолновый радиолокатор Полярного геофизического института для исследования нижней ионосферы. - В сб. Техника и методика геофизического эксперимента. - Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. - С. 37-46.

А.Г. Горелик*,
доктор физ.-мат. наук, профессор;
Д.В. Ермилов*,
В.М.Калмыков*,
Д.В Козлов*,
В.В. Стерлядкин*,**
доктор физ.-мат. наук, профессор;
А.В.Хомяков*,
кандидат тех. наук
* ОАО Центральное конструкторское бюро аппаратостроения (ОАО ЦКБА), г. Тула;
** Московский технологический университет, (МИРЭА), г. Москва;

О ВОЗМОЖНОСТИ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВЫСОТЫ НИЖНЕЙ И ВЕРХНЕЙ ГРАНИЦ ОБЛАЧНОСТИ

Измерение высоты нижней границы облачности (ВНГО) с помощью РЛС - сложная задача, которая может быть решена далеко не любой радиолокационной системой и не для всяких метеорологических условий. В настоящей работе возможности измерения нижней и верхней границ облачности исследовались с помощью 8 мм РЛС, имеющей высокий метеопотенциал. Задача данного исследования – указать те случаи, при которых радиолокационное измерение ВНГО возможно и определить те условия, при которых данные РЛС следует отбраковывать. Приводятся результаты натурных измерений высоты нижней границы облачности в различные сезоны года и при различных метеоусловиях.

ВВЕДЕНИЕ

Традиционно определение нижней границы облачности опирается на измерения в оптическом диапазоне длин волн. Примером могут служить импульсные лидары или газоразрядные приборы. В радиолокационной метеорологии наряду с задачами радиолокационного определения поля отражаемости, скорости ветра и его характеристик большую практическую значимость имеет проблема радиолокационного определения высот нижней и верхней границ облачности. В сантиметровом и дециметровом диапазонах длин волн измерение границ облаков весьма проблематично, поскольку радиолокационная отражаемость большинства типов облачности в этих диапазонах низка. Миллиметровый диапазон лучше подходит для таких измерений. Одни из первых измерений ВНГО были проведены в Центральной аэрологической обсерватории на РЛС 3 см диапазона [1,2]. В этих работах авторы отметили принципиальную возможность таких измерений, однако перечислили множество проблем. Во-первых, показано, что радиолокационная граница облаков, как правило, не совпадает с оптической границей, которую измеряют оптическими средствами. Во вторых указано, что наличие крупных облачных частиц или осадков, выпадающих из облака, приводят к размыванию и маскировке радиолокационной границы облака. Однако, не радиолокационная, а именно оптическая «видимая» нижняя граница облака интересует авиаторов с точки зрения захода на посадку или пункты управления полетами при выполнении парашютных прыжков. Возможность решения этой проблемы на основе использования миллиметровой РЛС анализируется в докладе.

АНАЛИЗ ПРОБЛЕМ, ВОЗНИКАЮЩИХ ПРИ ОПРЕДЕЛЕНИИ ВНГО

Задача данного анализа – указать те случаи, при которых радиолокационное измерение НГО возможно, и определить условия, при которых данные РЛС приводят к ошибкам и их следует отбраковывать.

Проблема связана с тем, что высотой нижней границы облаков считается «видимая» граница с позиций нашего зрения: именно с этой высоты парашютист увидит землю. Следовательно, вопрос стоит о наличии или отсутствии сильного (многократного) рассеяния оптического излучения вдоль трассы наблюдений. Обычно такое рассеяние возникает в облаке при наличии множества мелких капель размеров 5-20 мкм. Радиолокатор работает не в оптическом, а в миллиметровом диапазоне длин волн, и его сигнал обратного рассеяния формируется в первую

очередь не мелкими облачными каплями, а более крупными, при их наличии. Это связано с Рэлеевским законом рассеяния $Z=N*D^6$. Так сигнал от 100 000 капель размером 10 мкм будет меньше, чем сигнал от одной капли размером в 100 мкм. Но одна капля такого размера на распространение оптического излучения никак не повлияет, в то время как 100 000 облачных капель сформируют облако, которое размоет изображение.

Исходя из приведенных свойств радиолокатора (и на основе литературных данных по радиолокационному исследованию ВНГО) можно перечислить условия, при которых радиолокационное измерение ВНГО невозможно.

- наличие сигналов до самой земли, что свидетельствует о наличии осадков или сильных отражений от «ясного неба»;
- регистрация гравитационного падения рассеивателей, скорость которой превышает 0,3 м/с. (Диаметр капель >70мкм)
- радиолокационная отражаемость Z превышает некоторый порог, $Z > Z_{min}$, который будет свидетельствовать о наличии крупных необлачных частиц или указывать на наличие конвекции и мощных отражений от «ясного неба». На фоне таких сигналов очень сложно зарегистрировать относительно слабые сигналы от облаков, поэтому обнаружить нижнюю границу не представляется возможным Значение порога Z_{min} должно быть определено экспериментально для различных сезонов года и, возможно, для различных регионов.

Наличие любого из перечисленных признаков исключает возможность измерений ВНГО.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ ВНГО НА БАЗЕ 8 ММ ДОПЛЕРОВСКОЙ РЛС

Исследование возможности определения высоты нижней границы облаков проводились на базе 8 мм доплеровского радиолокатора профилей ветра (РПВ), разработанного в ЦКБА, г. Тула. Радиолокатор имел следующие параметры:

1. Ширина диаграммы направленности - 1°26'
2. Импульсная мощность - 3 кВт
3. Длительность импульса - 400 нс
4. Режим - коническое сканирование по 12-ти азимутальным направлениям.

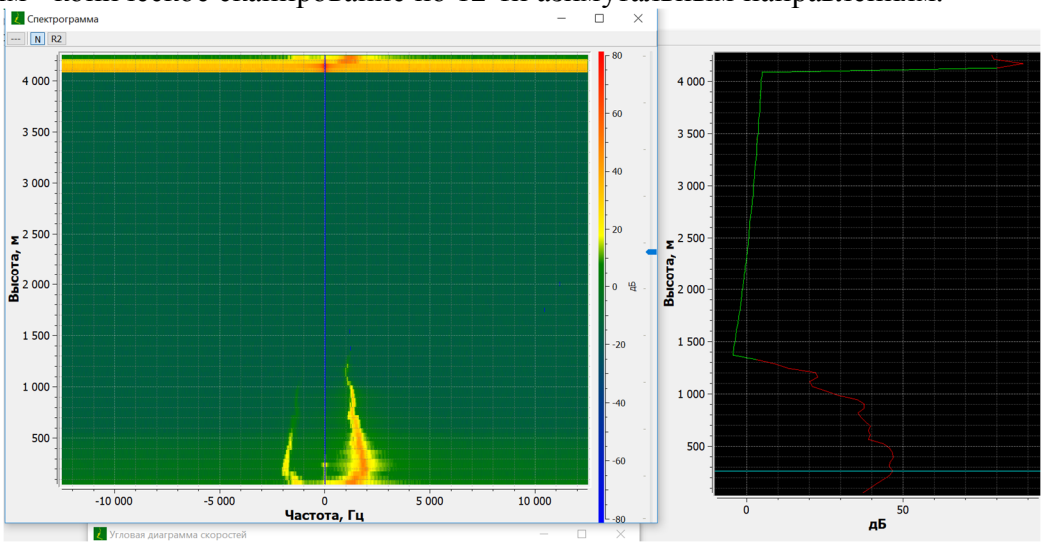


Рис.1. Слева – доплеровская спектрограмма, полученная 17 января 2016, 11-45мск при наличии слабого снега. Справа – высотный профиль радиолокационной отражаемости.

Пример неблагоприятной метеоситуации, при которой невозможно определить ВНГО, приведен на рис.1. Слева представлена спектрограмма измерений в одном из направлений зондирования при наличии слабого снега. Справа на рисунке представлена зависимость мощности сигнала от высоты. Видно, что значительные по мощности отраженные сигналы наблюдаются от самой земли до высоты 1300м, где отражения резко падают до уровня шумов.

Факт выпадения осадков подтверждается круговой диаграммой, на рис.2, где в полярных координатах азимут - доплеровская скорость отмечены проекции доплеровских скоростей, регистрируемые в 12 направлениях зондирования.

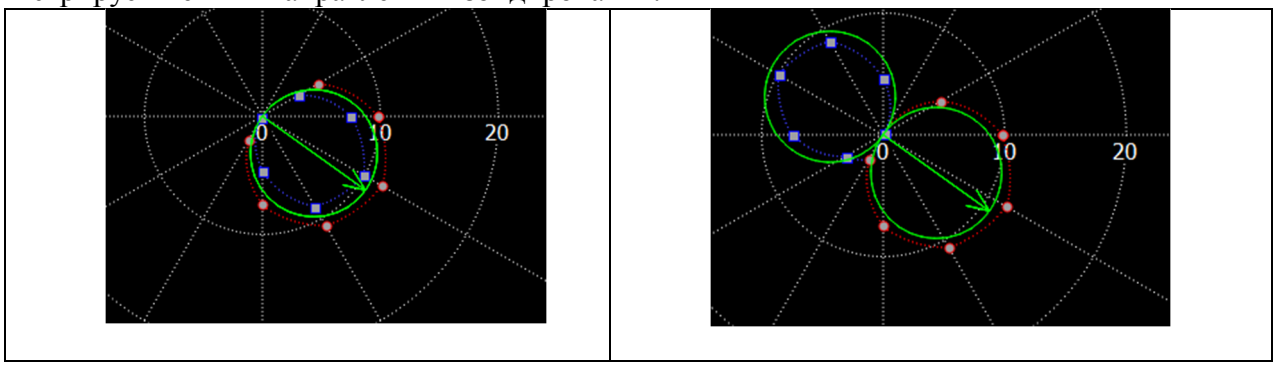


Рис.2. Круговая диаграмма азимут – проекция скорости. Север соответствует направлению вверх. Слева – диаграммы с учетом знака, справа отложен модуль скорости. Стрелка с окружностью – восстановленный вектор скорости ветра.

Кружками на диаграмме отмечен положительный доплеровский сдвиг, а квадратами – отрицательное доплеровское смещение частоты. Слева представлена диаграмма с учетом знака скорости. Справа на рис.2 представлена круговая диаграмма для модуля проекции скорости. Расхождение точек при зондировании в противоположных направлениях $2V_r Sin(\beta)$, где β – угол места позволяет определить скорость гравитационного падения V_r, которая оказалась равной 1,1 м/с.

Опишем теперь условия, при которых радиолокационное измерение НГО представляется возможным и заслуживает доверия.

На рис. 3 представлены профили интенсивности сигнала от высоты при отсутствии осадков. Измерения проводились 06 апреля 2018 года в г. Тула. На данном рисунке в нижних слоях до высот 600-800м уровень сигналов мал, и имеет флуктуирующий характер, поскольку формируется температурно-влажностными диэлектрическими неоднородностями «ясного» неба. Однако на высоте около 1650м возникают сигналы от облаков. Признаками их появления может служить резкое и систематическое возрастание сигнала, которое повторяется при большинстве азимутов зондирования. На рис.3б и 3в видно появление облаков второго яруса на высотах 2400-2700м. Наличие облачности подтверждалось также фотографированием.

Опыт систематических измерений показывает, что критерием облачности является, во-первых, наличие систематического, коррелированного по высоте скачка отражаемости регистрируемой на нижней границе. Скачок отражаемости ΔZ должен превышать заданный порог ΔZ_0, который определяется экспериментально для различных сезонов и регионов. Во-вторых, уровень радиолокационного сигнала не должен превышать заданный порог Z_{min}, что будет подтверждать отсутствие крупных отражателей. Третий признак – отсутствие гравитационного падения, которое регистрируется доплеровским радиолокатором.

Отметим, что верхняя радиолокационная граница облачности определяется существенно более стабильно и надежно. Связано это с резким спаданием сигналов на верхней границе практически до уровня шумов. Это наблюдается как на рис.2, где регистрируются осадки, так и на рис. 3 на двух уровнях.

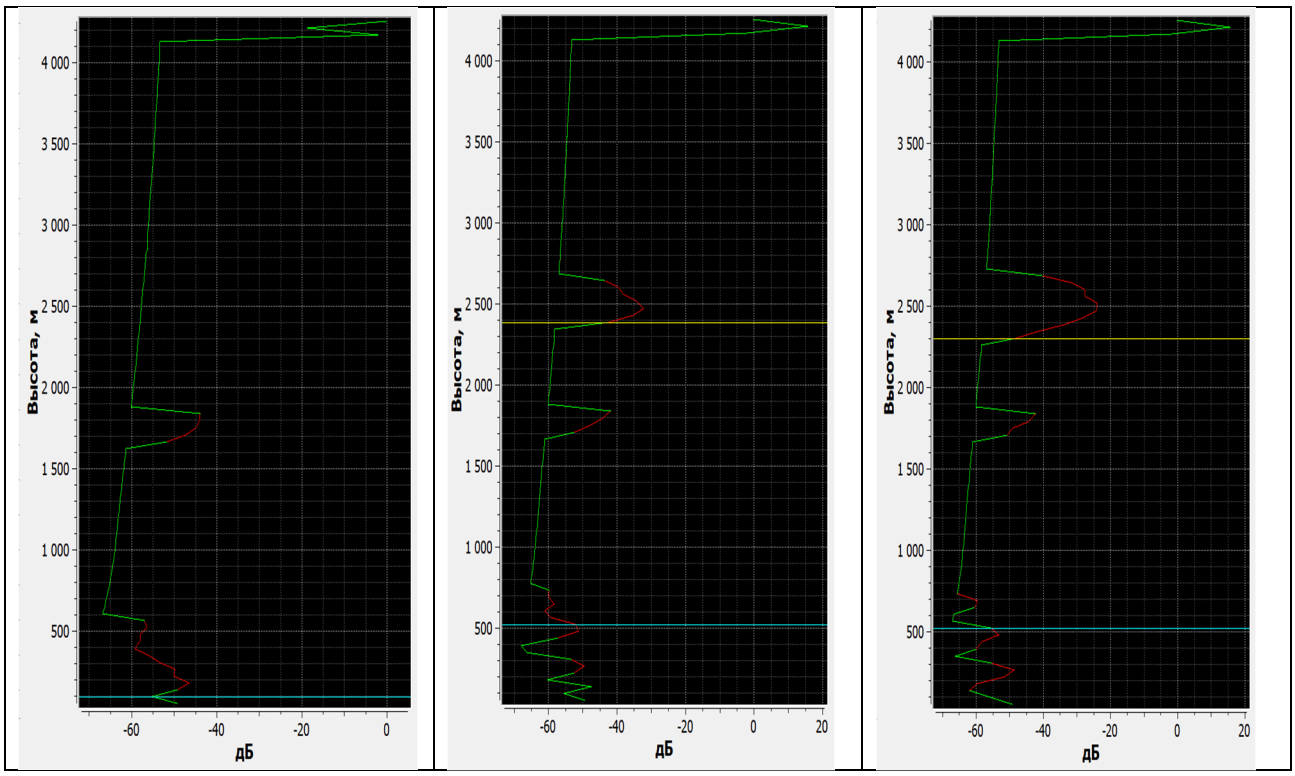


Рис.3. Зависимость радиолокационной отражаемости от высоты в относительных единицах. До высот 600-800 м сигнал формируется диэлектрическими неоднородностями, облака регистрируются на высоте 1650-1850 м. На рис. б) и в) на высоте 2400-2700м. появляются облака второго яруса.

В заключение можно отметить, при выполнении перечисленных условий радиолокационное определение высоты нижней и верхней границ облаков представляется возможным. Создан алгоритм определения ВНГО и условия отбраковки недостоверных результатов.

Список используемых источников

1. Боровиков А.М., Костарев В.В. О точности измерения высоты облаков радиолокационным методом //Труды ЦАО. 1961. - Вып. 36. - С. 37-42

2. Степаненко В.Д., Щукин Г.Г., Бобылев В.А., Матросов С.Ю. Радиотеплолокация в метеорологии. Гидрометиоиздат, 1987, 283 с.

А.Г. Горелик*,
доктор физико-математических наук;
С.Ф. Коломиец**,
кандидат физико-математических наук
* ЦАО Росгидромета, г. Долгопрудный
** ФИРЭ им. В. А. Котельникова РАН, г. Фрязино

РАДИОЛОКАЦИОННЫЕ КРИТЕРИИ ПРИМЕНИМОСТИ МОДЕЛИ РАССЕЯНИЯ РЭЛЕЯ В РАЗРЕЖЕННЫЕ СРЕДАХ

Рассматриваются экспериментальные данные, указывающие на ранее не учитывавшуюся возможность отличия модели рассеяния в осадках от рэлеевской и обсуждается ряд оперативных критериев применимости рэлеевских моделей при интерпретации радиоэха от распределенных множественных целей.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, радиолокационные измерения в осадках, рассеяние разреженной средой.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование рассеяния на разреженные частицах геофизических сред, заполняющих полностью или частично пространство зондируемого объема, является одним из самых сложных разделов дистанционного зондирования с точки зрения интерпретации полученных радиотехнических измерений. В качестве фундаментальных основ математических моделей интерпретации подобных измерений используются: абстракция разреженной рассеивающей среды, развивавшаяся Рэлеем и абстракция сплошной среды, сформулированная А. Эйнштейном. Области применимости обоих подходов и четко не определены [1], что порождает не только определенные трудности, но и явные ошибки не только в научных работах, но и университетских учебниках [2-7].

Рэлеевский подход, не имеющий «термодинамических» ограничений, свойственных эйнштейновской модели, является, по сути, единственным фундаментальным принципом, применимым за рамками молекулярной оптики и широко используется в различных разделах физики, всюду принося с собой элемент неопределенности, связанный с критериями и границами его применимости.

Из классических работ следует, что для использования рэлеевского сложения мощностей вместо векторного сложения напряженностей поля достаточно некоррелированых рассеивателей. Сама некоррелированность может быть нарушена только при физической нехватке пространства для “случайного” размещения частиц [1]. Однако опыт, получаемый с развитием дистанционного зондирования, учит обратному:
с увеличением длины волны и/или роста концентрации рассеивателей модель изменяется задолго до того, как частицы начнут мешать друг другу [8-11].

Размышляя о применимости рэлеевских принципов к средам, состоящим из рассеивателей немолекулярного размера, хотелось бы обратить внимание на наличие квантово-механической составляющей рассматриваемых принципов в их классическом изложении. Повторение хода классических рассуждений, с разделением рассеивающих центров на

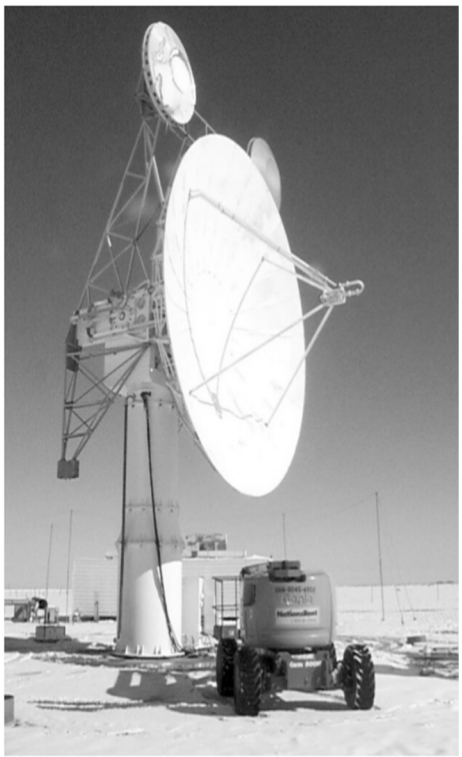


Рис. 1. Система многоволновог зондирования NOAA. Видны две антенны диапазона 3 см над основнойантенной диапазона 10 с радиолокатора СР-2.

истинные, квантово-механические (молекулярные) и их агрегаты (макрорассеиватели), приводит к в выводу о наличии интерференционной компенсации обратного рассеяния, которая ранее не учитывалась.

С использованием концепции корреляционного интеграла, было показано, что в дождях эффект, порождаемый конечными размерами рассеивателей, может составлять порядка 10-15дБ (в зависимости от микроструктуры рассеивающей среды) при разнице длин волн порядка двух октав [10-12]. Величина эффекта и его зависимость от микроструктуры позволяет ожидать, что при достаточно точной юстировке диаграмм направленности антенн с использованием лишь "рэлеевских" длин волн будет возможна развитая, оперативная классификация сред. На рис. 1, приведен пример многоволновой системы, в которой, несмотря на очевидные трудности подобной работы, был достигнуто качество юстировки не хуже 3дБ. С помощью аналогичной установки были получены первые экспериментальные результаты, указывающие на возможное несоответствие модели рассеяния в осадках классическим рэлеевским принципам [9, 10]. Интерпретация этих экспериментальных данных точки зрения обсуждаемых подходов будет представлена в устной части настоящего доклада.

Все перечисленное открывает возможности для создания систем многоволнового зондирования нового типа и ставит вопрос не только о расширении номенклатуры моделей разреженных рассеивающих сред, но также о формировании соответствующих критериев их применимости. Последнее является предметом настоящего доклада.

В качестве информационной базы для простейших критериев применимости предлагается принять форму первого радиолокационного распределения и отношение мощностей обратного рассеяния на длинах волн, используемых для измерений. Предполагается, что указанные подходы, как наиболее общие, будут применимы в наиболее сложном случае наклонного зондирования. Режим вертикального зондирования допускает использование доплеровских возможностей, которые будут отдельно рассмотрены в докладе.

В первом приближении основными моделями можно считать следующие: рэлеевские среды с одномодовым и многомодовым распределением частиц по размеру; нерэлеевские среды малых и крупных рассеивателей с включением сверхмалых количеств сверхкрупных частиц;

Помимо известных соотношений, описывающих первое распределение радиоэха и мощность обратного рассеяния, при формировании обсуждаемых критериев предлагается использовать новые зависимости, приведенные ниже.

НЕРЭЛЕЕВСКИЕ СРЕДЫ

Учитывая, что в нерэлеевских моделях частицы (представляемые одиночными импульсами) достаточно плотно сгруппированы, распределение рассеивающих центров в пространстве можно представить в виде случайных групп импульсов, расширяющихся и смыкающихся при увеличении концентрации частиц до достижения непрерывного распределения материи вдоль направления распространения электромагнитной энергии [8, 12].

Случайный процесс флуктуаций концентрации рассеивающих центров имеет при таком рассмотрении импульсный характер и вдоль направления распространения может быть описан корреляционной функцией:

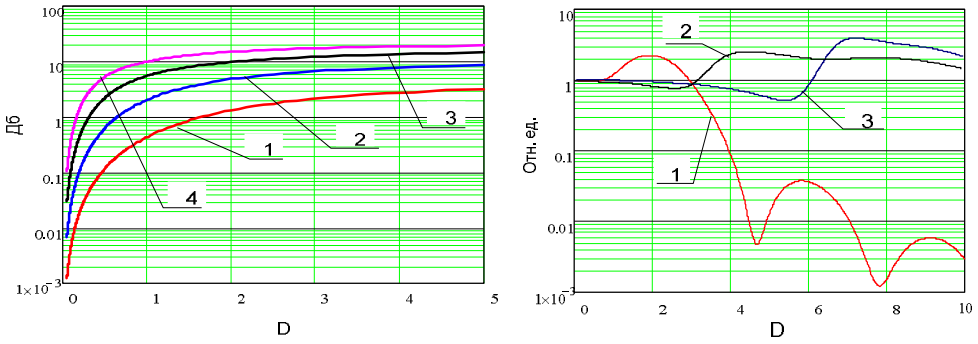
$$C(\ell) = k \cdot d \cdot \exp\left(-\frac{1}{D}\ell\right)$$

где: ℓ – пространственная переменная, D – размер частицы, k – некоторый коэффициент.

При достаточной концентрации частиц, решая одномерную задачу распределение материи вдоль направления распространения можно с достаточной степенью точности считать непрерывным. Соответственно, возможно использование корреляционного интеграла при расчете величины обратного рассеяния:

$$P = k \cdot d \cdot \int_0^{\infty} \exp\left(-\frac{1}{D}\ell\right)\cos\left(\frac{8\pi}{\lambda}\ell\right)d\ell$$

На Рис. 2 показано отношение корреляционных интегралов для различных длин волн и монодисперсных сред рассеивателей с различным диаметром и коэффициент изменения поперечного сечения одиночного рассеивателя из-за резонансных эффектов Ми. Из графиков следует, что для сантиметровых волн резонансные эффекты Ми не превышает одного децибела. Отношение корреляционных интегралов для 10-ти и 3-х см стремиться к 10 дБ. Следовательно, хорошо калиброванный радиолокатор с юстированными антеннами, при использовании, например, длин волн 1.8 см и 10 см позволит получать измеримо разные значения радиоэха даже в слабых осадках.



а) *б)*

Рис.2. Отношение корреляционных интегралов без учета резонансных эффектов для монодисперсных сред с диаметром частиц D (а) и коэффициент β, показывающий изменение сечения рассеяния частицы диаметра D с учетом эффектов Ми (б).
Графики приведены для различных диаметров длин волн зондирующего излучения λ:
а) 1 – 10/6 см; 2 – 10/3 см; 3 – 10/1.5 см; 4 – 10/0.8 см. б) 1 - 0.8 см; 2 – 3 см; 3 – 6 см

МАТРИЧНОЕ ПРЕДСТАВЛЕНИЕ ПЕРВОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ

Обратное рассеяние на N рассеивателях, может быть записано [8, 9, 12] как:

$$P(N) = \sum_{i=1}^{N}\sum_{j}^{N} p_i p_j \cos(\varphi_i - \varphi_j) \qquad (1)$$

учитывая четность косинуса:

$$P(N) = 2\sum_{i=1}^{N}\sum_{j=i}^{N} p_i p_j \cos(\varphi_i - \varphi_j)$$

где: $p_i = f(D_i)$ – амплитуда поля, рассеянного на i-том рассеивателе с размером D_i

Выделяя в отдельную сумму произведения с одинаковыми индексами, получаем:

$$P(N) = \sum_{i=1}^{N}(p_i)^2 + {}^{*}\sum_{i=1}^{N}{}^{*}\sum_{j=1}^{N} p_i p_j \cos(\varphi_i - \varphi_j) \qquad (1')$$

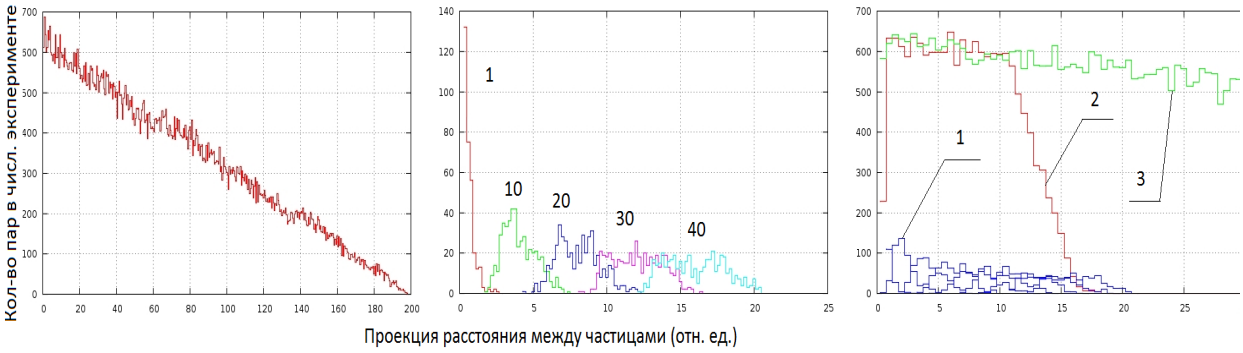
где: символ ${}^{*}\sum_{i=1}^{N}{}^{*}\sum_{j=1}^{N}$ означает суммирование при соблюдении условия $i \neq j$.

Выражение (1') допускает несколько иное представление:

$$P(N)=\sum_{i=1}^{N}(p_i)^2+2p_1\sum_{j=2}^{N}p_j\cos(\varphi_1-\varphi_j)+2p_2\sum_{j=3}^{N}p_j\cos(\varphi_2-\varphi_j)+\ldots$$
$$\ldots+2p_{N-1}\sum_{j=N}^{N}p_j\cos(\varphi_{N-1}-\varphi_j) \qquad (2)$$

Последний член полученного выражения записан в такой форме для наглядности. Эта «вырожденная» сумма состоит из одного «слагаемого» (см. квадрат «68» на Рис. 1 г):

$$2p_{N-1}\sum_{j=N}^{N}p_j\cos(\varphi_{N-1}-\varphi_j)=2p_{N-1}p_N\cos(\varphi_{N-1}-\varphi_N)$$



а) *б)* *в)*

Рис. 3. Разложение «красного» спектра на составляющие Эрланга. а) разлагаемое «красное» распределение, б) распределения с указанными разностями в порядковых номерах частиц (см. пояснения в тексте), в) 1 – отдельные составляющие разложения Эрланга, 2 – частичная сумма первых 40 членов разложения, 3– разлагаемое «красное» распределение.

Далее, (2) можно перегруппировать так, чтобы выделить в нем суммы, индексы парного произведения в которых отличались бы на константу. Другими словами, отдельно выделить суммы парных произведений соседних частиц, затем частиц, между которыми находится не более одной частицы, затем частиц, между которыми находятся две, три и т.д. частицы. В случае если возрастание значения индекса частицы соответствует увеличению её расстояния от начала отсчета, можно полагать, что перегруппированное таким образом выражение (2) будет представлять парные произведения частиц, находящихся на определенном (внутри каждой подсуммы) и возрастающем (при переходе от подсуммы к подсумме) расстоянии друг от друга.

$$P(N)=\sum_{i=1}^{N}(p_i)^2+2\sum_{i=1}^{N-1}p_ip_{i+1}\cos(\varphi_i-\varphi_{i+1})+2\sum_{i=1}^{N-2}p_ip_{i+2}\cos(\varphi_i-\varphi_{i+2})+\ldots$$
$$\ldots+2\sum_{i=1}^{N-(N-1)}p_ip_{i+N-1}\cos(\varphi_i-\varphi_{i+N-1}) \qquad (3)$$

или более компактно:

$$P(N)=\sum_{i=1}^{N}(p_i)^2+2\sum_{k=1}^{N-1}\sum_{i=1}^{N-1}p_ip_{i+k}\cos(\varphi_i-\varphi_{i+k}) \qquad (3')$$

Проведенная перегруппировка по сути означает разложение «красного» спектра на составляющие в виде гамма-распределений. На Рис. 3 приведены результаты численного моделирования подобного разложения. Форма (3') уравнения (1) позволяет использовать теорему Эрланга для проведения усреднения в группах по параметру k.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На основе обсуждаемых в докладе идей, касающихся использования корреляционного интеграла для оценки дифференциальной рассеивающей способности на двух длинах волн и разложения “красного” распределения на составляющие Эрланга могут быть разработаны эффективные оперативные критерии контроля микроструктуры рассеивающей среды.

Например, отдельные крупные рассеиватели, равномерно распределенные в зондируемом объеме будут (на непродолжительных периодах накопления) соответствовать первому распределению или гистограмме флуктуаций мощности сигнала (см. рис. 3 а) с волнообразной границей повторяющей форму гамма-составляющих (см. рис. 3 б). Эти же рассеиватели на фоне множества мелких, будут соответствовать характерному сдвигу формы первого распределения. При этом разница мощностей радиоэха на двух рэлеевских длинах волн должна быть нулевой (при условии абсолютно точной калибровки радиолокатора). Ненулевая разница указывает на нерэлеевский характер среды, причем при этом должны наблюдаться отклонения формы первого распределения от рэлеевской. Абсолютное значение указанной разницы, а также степень отклонения формы первого распределения от ожидаемого можно использовать для оценки степени отклонения модели от классической, рэлеевской.

Хотелось бы отметить также, что для гидрометеоров, имеющих малые скорости вертикального движения, в случае отклонения от рэлеевской модели, должна наблюдаться повышенная, по сравнению с чисто рэлеевским рассеянием, корреляция сигнала регистрируемого в двух соседних радиолокационных объемах.

Список используемых источников

1. *Горелик А. Г., Коломиец С. Ф.*, Новые модели рассеяния в мутных средах их применение в задачах классической радиолокации. // Проблемы дистанционного зондирования, распространения и дифракции радиоволн: Конспекты лекций / V Всероссийские Армандовские чтения: молод. школа. – Муром: Изд.-полиграфический центр МИ ВлГУ, 2014. – ISSN 2304-0254.
2. *E. Hecht*, Optics, 4th ed. Addison-Wesley, New York, 2001, p. 90.
3. *C. F. Bohren and E. E. Clothiaux*, Fundamentals of Atmospheric Radiation, 3rd ed.Wiley, Weinheim, 2006, p. 153.
4. *A. G. Rojo, P. R. Berman*, Am. J. Phys. 78 (1), 2010.
5. *A. T. Young*, “Rayleigh scattering,” Phys. Today 35(1), 42–48, 1982.
6. *B. Wen, L. Tsang, D. P. Winebrenner, A. Isimary*, Dense Medium Radiative Transfer Theory: Comparison With Experiment and Application to Microwave Remote Sensing and Polarimetry. IEEE Trans. on Geosciense ans Remote Sennsing, vol. 28, No 1, 1990.
7. *Y. Kuga and A. Ishimaru*, “Retroreflectance from a dense distribution of particles,” J. Opt. Soc. Amer., vol. 1, pp. 831-835, 1984.
8. *Коломиец С. Ф.,* Анализ и интерпретация радиоэхо от растущей конвективной облачности в широком диапазоне длин волн. // Научный вестник МГТУ ГА, Серия "Радиофизика и электроника", вып. 168, 2011. – С. 13-20.
9. *C. A. Knight, L. J. Miller*. Early Radar Echoes from Small, Warm Cumulus: Bragg and Hydrometeor Scattering, J. Atm. Sci., vol. 55, 18, 1998.
10. *A. R. Jameson, A. B. Kostinski*, Direct Observations of Coherent Backscatter of Radar Waves in Precipitation. J. Atm. Sci., vol. 67, 9, 2010.
11. *Горелик А. Г., Коломиец С. Ф.,* Статистический подход к описанию рассеяния электромагнитных волн на частицах разреженных сред. // Научный вестник МГТУ ГА, Серия "Радиофизика и электроника", вып. 179, 2013. – С. 27-33.
12. *Горелик А. Г., Коломиец С. Ф.,* Использование корреляционного интеграла в моделях рэлеевского рассеяния // Научный вестник МГТУ ГА, Серия "Радиофизика и электроника", вып. 210, 2014. – С. 29-32.

Гузевич С. Н.*,
кандидат технических наук;
Ивлев Л. С.**,
доктор физико-математических наук, профессор
* АО «Государственный научно-исследовательский навигационно-гидрографический институт», г. Санкт-Петербург., снс, ктн
** ФГБУ «ГГО», г. Санкт-Петербург, ГНС,

ЧТО ИЗМЕРЯЕТ ЛОКАТОР?

Локаторы предназначены для определения положения и расстояния до объектов в секторе излучения им волновых полей. В них для оценки расстояний используют скорость распространения волновых процессов в окружающей среде, стационарность параметров которых существенно зависит от температуры, ее плотности и давления в ней. Локаторы является аналогами зрительных измерений, когда подсветка объекта наблюдения выполняется дополнительным источником энергии. Рассмотрим, какую информацию содержит отраженный сигнал и как ее можно выделить.

ОСНОВНЫЕ ПРИЧИНЫ НЕОПРЕДЕЛЕННОСТИ ЛОКАЦИОННЫХ ИЗМЕРЕНИЙ

Образ объекта и его поля

Каждый объект природы представляет единство двух видов существования материи, заключенной в форме и ее содержании. В качестве формы выступает тело объекта, оцениваемое его геометрическими размерами, которые обычно представляют в пространственной трехмерной системе координат Декарта. Содержанием формы выступают поля объекта, которые представляют в проективном отображении на плоскости. Наблюдение пространственного распределения объектов выполняются по измерениям их полей, излучаемых или отраженных ими в виде образов, в которых сочетаются, как параметры полей, так и параметры формы. Они связаны построением образа с помощью лучей, проходящих через особые точки полей (экстремальные и нулевые значения), которые связаны с особыми точками формы (угловые объекта) и общей системой координат, которая проходит через их центры.

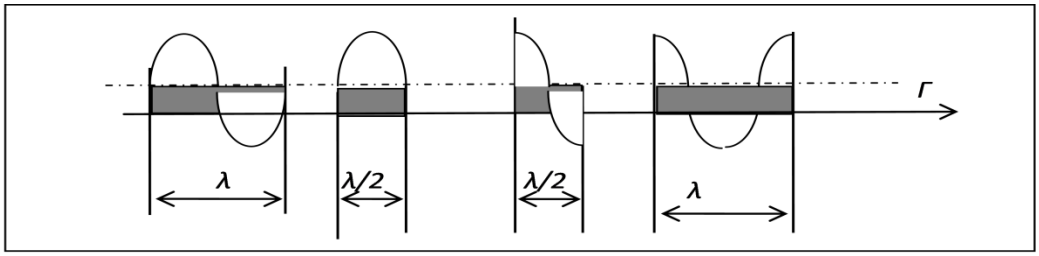


Рис.1. Образы прямоугольных объектов и их полей

Формы образов для простейших прямоугольных объектов известны и показаны на рис.1. Основной характеристикой образа объекта является замкнутость периметров его поля и формы, то есть равенства нулю математического ожидания сторон их периметров, а для полевых параметров еще дополнительно и площади поверхности.

Основой разделения параметров образа объекта служит смещение его оси симметрии относительно измерительной оси, на которой расположена одна из сторон объекта, функциональной основой деления является закон равновесия.

Образ объекта, как форма отображения его размеров и поля

Условием выделения поля локального источника является изменение градиента измеряемого поля, который наблюдается на уровне градиента поля окружающей среды. При этом большинство измерительных преобразователей фиксируют приращение параметров в размерах первичного преобразователя. Например, в радио и эхолокации измеряется разность потенциалов

принимаемого сигнала, то есть фиксируется их приращение, но на каком размере? Этого не учитывают, а чем больше размер дипольной антенны, тем больше сигнал, который оценивают разностью потенциалов. То есть градиенты полей являются демаскирующим фактором при выделении размеров объектов, одновременно градиенты измеряемых параметров являются основным элементом, фиксируемым измерительными устройствами. Но их фиксируют не в мерах градиента в/м, а в мерах площади поверхности параметра (потенциала и разности потенциалов).

Все отображения в природе и технике получают методом центрального проектирования при использовании проективной системы координат, которую в настоящее время считают не аналитической. Полученные отображения получают в перспективном отображении, аналитическое описание которых выполняют только методами итераций. Когда точные дисперсии сигнала измерений неизвестны, вычисления выполняются только при допущениях, которые не всегда выполняются. Поэтому метрологи и установили для характеристики качества локационных измерений термин «неопределенность».

При выполнении любых измерений мы постоянно сталкиваемся с двумя аргументами, которые действуют одновременно – это время и пространство. Их влияние в настоящее время разделить невозможно, так как они описываются одним уравнением. Поэтому установленные физические законы описывают модельные зависимости, но от какого аргумента???

Таким образом, первичные преобразователи являются естественными измерителями градиентов полей измеряемых параметров, как техническими, так и биологическими средствами, которые являются естественными параметрами выделения границ объектов. Однако градиенты преобразуют в другие параметры, на которые воздействуют сразу два аргумента: время и пространство, влияние которых разделить невозможно. Именно эта ***неопределенность*** является причиной аварий в авиации, флоте, строительстве, экологии и являются основой приближенных модельных описаний физических процессах.

Еще Платон говорил ***«Описывай, что видишь, а не то, что ты об этом думаешь».*** И хотя эта степень приближенности очень уменьшилась, но уверенности – достоверности (надежности) их использования – НЕТ!

1. Парность измерений - логическая основа достоверности

Локация является техническим аналогом зрительных измерений, которые выполняются в различных средах и различными техническими средствами, но построены по одинаковому принципу – измерения волновых полей. В настоящее время в локации в основном используют приемные устройства с одним антенным преобразователем, то есть используют модельное описание полученных результатов в моно системах координат**.**

Известно [1-2], что при использовании моно систем координат, облучаемое пространство локатора делится на две зоны: дальнюю и ближнюю (рис.2). Для измерения расстояний в локаторах используют проективные отображения сигналов от объектов, которые при их приближении увеличиваются по амплитуде и протяженности, а для оценки расстояний используют скорость распространения волнового процесса в среде.

При входе объекта наблюдения в ближнюю зону локатора, когда объект закрывает пространство раскрытия луча антенны, амплитуда его отображения уменьшается с его приближением к локатору из-за уменьшения освещаемой поверхности. Этот эффект, совпадающий с безусловным рефлексом человека, свидетельствует об удалении объекта - ведет к авариям (Суперджет-100 – 2012г; ИЛ-76 – 2016г.)

Использование парной проективной системы координат, совмещенной с парными измерителями, обеспечивает возможность при получении суммарного сигнала исключить этот эффект путем создания фиктивного измерителя, положение которого динамически изменяется, что исключает образование зон. При этом обеспечивается возможность составления двух уравнений, что создает условия разделения влияния времени и пространства.

Поэтому парность измерений закладывает условия достоверности измерений, которая опирается на текущие сравнения размеров образов наблюдаемого объекта каждым измерителем. При использовании моно систем координат эта возможность ПРОСТО ОТСУТСТВУЕТ!!!

2. Парность - основа геометрических измерений размеров объекта

Известно использование радиолокационных (оптико-электронных) парных измерителей для стереоскопической съемки поверхностей Земли и объектов с аэро и космических носителей [3]. Полученные результаты измерений по оценке средней квадратической погрешности «удовлетворяют требованиям практики». Однако используемые при обработке алгоритмы по ограничивающим условиям имеют ряд существенных недостатков [3-5]:

- наличие на измеряемой поверхности опорной «возвышенности», которую можно принять за «эталон»;
- необходимость использования генератора опорных частот, стабильность которого в настоящее время достигает 10^{-18}с, но которые полностью не удовлетворяют предъявляемым требованиям по точности;
- отсутствие однозначной геометрической связи получаемых оценок размеров объекта и его наблюдаемых образов.

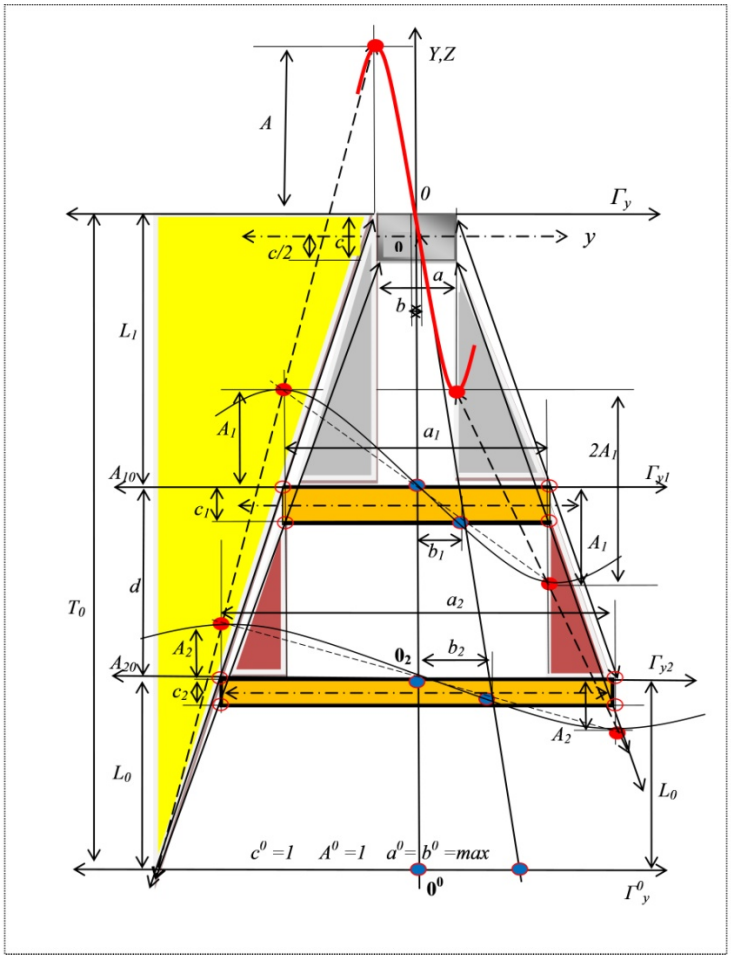


Рис.2. Построение размеров объекта и его положения по его образам

При всей важности и ценности моделей описания результатов парных измерений, отмеченные недостатки указывают на необходимость усовершенствования их алгоритмов, которые должны обеспечить наглядное достоверное геометрическое построение размеров объектов произвольной формы.

Рассмотрим прямоугольный объект, на который воздействовала электромагнитная волна, определенной протяженности и амплитуды. В зависимости от соотношения размеров длины волны и сторон объекта, каждая пара сторон является вибратором, излучающим поле. Использование парных измерений, выполненных с разных ракурсов, позволяет использовать основной принцип парных измерений – сравнение образов объекта [5-6], используя их общность и отличия.

Построение в парной проективной системе координат, показанное на рис.2, будем вести прямолинейными лучами, проходящими через граничные точки образов объекта, учитывая размеры, как их формы, так и поля. При этом выполняются основные законы распространения полей, при котором амплитуды образов уменьшаются, протяженность их в секторах излучения распространения - увеличиваются, а площади поверхностей, описываемые их проекциями на плоскостях, из центра объекта ортогональных оси наблюдения *Y*, остаются постоянными.

Постоянство площади образов объектов, не зависимо от их отстояния в плоскости наблюдений парной системы координат, связывает размеры проекций следующими зависимостями:

$$L_1 = \frac{d}{\frac{A_2}{A_1} - 1} = \frac{d}{\frac{a_1}{a_2} - 1} \quad ; \quad L^0 = \frac{d}{\frac{A_1}{A_2} - 1} = \frac{d}{\frac{a_2}{a_1} - 1} \quad ;$$

Определения размеров объекта и амплитуды поля объекта имеют множество реализаций, связанных с подобием 4 троек треугольников.

ВЫВОДЫ

1. Локатор измеряет изменение физического параметра в линейных размерах измерителя (градиент поля), что позволяет разделить влияние аргументов времени и пространства, исключая возникновение условий неопределенности и обеспечивая достоверность измерений.
2. Из двух образов объекта, полученных при локационных измерениях и отображенных в парной проективной системе координат, используя принципы парности и относительности, определены физические и геометрические параметры положения и размеров объекта, без использования скорости распространения информации, то есть без влияния условий окружающей среды при исключении отмеченных недостатков локационных измерений.

Список используемых источников

1. *Гузевич С.Н.* «Об одной систематической погрешности локационных измерений»// «Авиакосмическое приборостроение» 2014, №10, С.42-50.
2. *Гузевич С.Н.* Локационные измерения и их погрешности //Измерительная техника 2015 , №8, С.38-41.
3. *Воронин Е.Г.* Веса фотограмметрических измерений. Дополнительные критерии надежности уравнивания.// Геодезия и картография . 2015. №10 -С.38-42, №12. С.22-31, 2016 №1. – С. 28-34.
4. *Гузевич С.Н. Ивлев ЛС.* Структура материи. Монография. ЦНИТ «Астерион» 2017г. 183с.
5. *Гузевич С.Н.* Описание модельных построений объектов в проективной системе координат. // Прикладная физика и математика 2016, №3. С.43-52
6. *Гузевич С.Н.* «Основа достоверности и точности измерений локаторов» //Материалы XII Всероссийской конференции (ГА-2014) Прикладные технологии гидроакустики и гидрофизики, С.405-407
7. *Гузевич С.Н.* К проблеме возможности геометрически точного позиционирования // Труды II Всероссийской научной конференции «Экология и космос» имени академика К.Я. Кондратьева //. – СПб.: ВКА им. А.Ф. Можайского, 2015. С.109-117.

М.Г. Дембелов
кандидат физико-математических наук;
Ю.Б. Башкуев
доктор физико-математических наук, профессор
Институт физического материаловедения СО РАН, г.Улан-Удэ

РЕФРАКЦИЯ РАДИОВОЛН НАД ПОСТОЯННЫМИ ПУНКТАМИ GPS НАБЛЮДЕНИЙ В БАЙКАЛЬСКОЙ ЗОНЕ

Результаты зондирования тропосферы методами GPS измерений и спутниковой системы NOAA в отличие от расчета по модели Саастамоинена дают более точные значения тропосферной задержки сигналов. Использование данных полярно-орбитальных спутников NOAA по вертикальным профилям температуры и влажности воздуха на разных уровнях атмосферного давления позволяет успешно восстанавливать вертикальные зависимости индекса рефракции. Получены сезонные параметры экспоненциальной модели тропосферной рефракции над пунктами GPS наблюдений Иркутск (IRKM), Улан-Удэ (ULAZ) и Бадары (BADG). Полученные тропосферные параметры служат ключевыми входными данными для расчета углов рефракции, истинного расстояния и поправки для расстояния, вызванной рефракционным эффектом.

Ключевые слова: тропосфера, GPS измерения, рефракция, вертикальные профили, полная тропосферная зенитная задержка.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время для изучения современной геодинамики в Байкальской рифтовой зоне создана сеть постоянно действующих пунктов GPS наблюдений. Пункты наблюдения IRKM (Иркутск), ULAZ (Улан-Удэ) и BADG (Бадары) являются опорными станциями сети, по которым регулярно определяются современные движения в пределах Байкальского рифта [1, 2]. Погрешности, возникающие при выполнении процедуры GPS измерений, оказывают существенное влияние на точность определения координат. Наиболее существенное влияние на процесс распространения навигационных сигналов вносит верхняя и средняя части атмосферы (ионосфера). Тропосфера также вносит существенное влияние на процесс распространения GPS сигналов от спутников до приемника. Тропосфера это самый нижний слой атмосферы (до высоты 8 – 13 км). В этом слое уровень задержки радиосигнала в первую очередь зависит от метеорологических параметров - атмосферного давления, температуры и влажности воздуха. Задержка сигналов в пределах всей нижней нейтральной части атмосферы (тропосфера, тропопауза и стратосфера) называется тропосферной задержкой (STD). В основном такая задержка зависит от свойств атмосферы и пути прохождения сигнала. Кроме того, тропосферная задержка зависит от высоты спутника над горизонтом и отклонения от зенитной нормали. Задержка STD (slant tropospheric delay) связана с зенитной задержкой ZTD (zenith tropospheric delay) соотношением $STD=ZTD\cdot m(z_0)$, где $m(z_0)$ - функция отображения (mapping function), которая представляет собой фактор наклона для масштабирования зенитной задержки как функции зенитного угла z_0. При зенитных углах менее 60 градусов можно в качестве функции отображения использовать наиболее простую функцию $m(z_0)=1/\cos z_0$. Тропосферная рефракция вызывает отклонение сигнала, который приходит от спутника или другого объекта, который находится на уровнях выше тропопаузы. Параметры, связанные с рефракцией в тропосфере, остаются едиными для частот диапазона УКВ.

ТРОПОСФЕРНАЯ ЗЕНИТНАЯ ЗАДЕРЖКА

Тропосферная задержка сигналов определяется коэффициентом преломления $n=\sqrt{\varepsilon}\approx 1+(\varepsilon-1)/2$, где ε - диэлектрическая проницаемость воздуха, которая изменяется с высотой и близка к единице на уровне тропопаузы. Высота тропосферы обычно для средних широт составляет около 12 км. Над тропосферой располагается тропопауза, составляющая около 3-4 км. Еще выше находится стратосфера. Восприимчивость смеси сухого воздуха и водяного пара $k_э=\varepsilon-1$ подчиняется закону аддитивности, она равна сумме восприимчивости отдельных газов смеси, пропорциональных их парциальным давлениям. Полная тропосферная зенитная задержка (ZTD) является суммой «сухой» или гидростатической (ZHD) и «влажной» (ZWD)

составляющих. Учет «влажной» составляющей по высоте ограничивается верхней частью тропосферы, где может присутствовать водяной пар. Но при расчете полной тропосферной задержки также учитывается нижняя часть стратосферы примерно до 45 км. Величина ZTD является разностью между предполагаемой прямой линией, вдоль которой сигнал распространяется со скоростью света в вакууме и фактической длиной пути от источника до приемника в зенитном направлении: $\mathrm{ZTD} = \int_0^\infty (n-1)dh = 10^{-6}\int_0^\infty N(h)dh$. Здесь $N(h)$ – меняющийся с высотой h индекс рефракции, который равен: $N(h) = 10^6 (n(h)-1)$. Формула Саастамоинена для ZTD основана на модели стандартной атмосферы и учитывает только приземные метеданные [3]. Индекс рефракции соответствует закону аддитивности согласно известной формуле Фрума-Эссена [4]: $N = (n-1)\cdot 10^6 = \frac{77{,}6}{T}p + \frac{3{,}73\cdot 10^5}{T^2}e = N_T + N_e$, где N_T – индекс рефракции для сухого воздуха, зависящий от изменений температуры и давления воздуха, N_e – индекс рефракции для водяного пара, T – абсолютная температура, К; p – атмосферное давление, мбар; e – упругость водяного пара, мбар (1 мбар=10^2 Н/м^2).

На рис. 1 показаны обработанные данные изменения полной тропосферной зенитной задержки (ZTD) для постоянных пунктов наблюдения IRKM (Иркутск), ULAZ (Улан-Удэ), BADG (Бадары) и ULAB (Улан-Батор) за весь 2016 г. Данные по ZTD получены посредством постоянных GPS измерений. Разные годовые уровни тропосферных задержек объясняются разными высотами расположения над уровнем моря приемных антенн пунктов GPS наблюдения (IRKM – 496 м, ULAZ – 514 м, BADG – 838 м, ULAB – 1599 м). Таким образом, чем выше местоположение пункта наблюдения над уровнем моря, тем меньшие слои тропосферы учитываются при определении зенитной задержки.

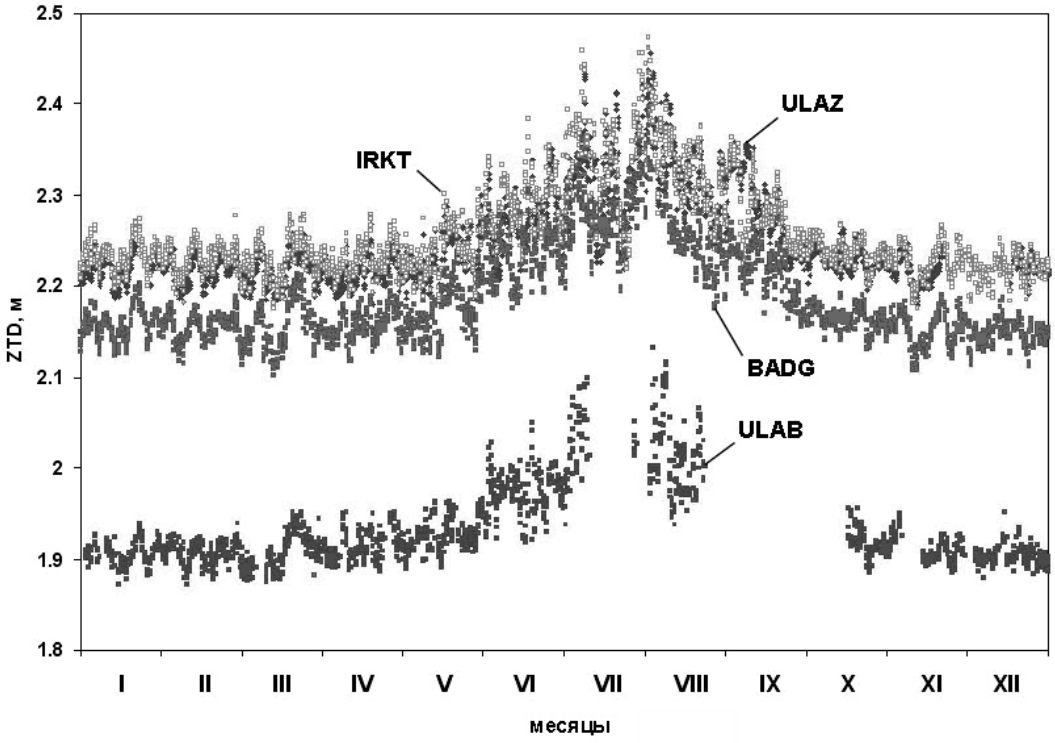


Рис.1. Годовой ход полных тропосферных зенитных задержек (ZTD) для пунктов наблюдения ULAZ (Улан-Удэ), IRKM (Иркутск), BADG (Бадары) и ULAB (Улан-Батор), полученные по GPS измерениям в 2016 г.

ВЕРТИКАЛЬНЫЕ ПРОФИЛИ ИНДЕКСА РЕФРАКЦИИ

Для восстановления вертикальных профилей температуры и влажности воздуха на разных уровнях атмосферного давления имеется возможность использования современных космических

технологий, позволяющих подробно исследовать атмосферу с применением инструментального комплекса ATOVS (Advanced Television and Infrared Observational Satellite) на полярно-орбитальных спутниках NOAA с пространственным разрешением 20 км в ИК диапазоне и 50 км в волновом диапазоне [5]. При отсутствии облачности сканирующий спектрофотометр, входящий в комплекс ATOVS, позволяет определять профили метеоданных до высоты 40 км над поверхностью Земли. В настоящее время высотные метеоданные, получаемые в результате запусков радиозондов в пунктах Росгидромета, являются наиболее достоверными для более подробного изучения нижней части атмосферы. Однако, метод NOAA зондирования может быть применен практически в любой точке на земной поверхности.

Зависимость индекса рефракции (N) от высоты h можно записать в классическом экспоненциальном виде [6]: $N(h) = (n-1)\times 10^6 = N_0 \exp(-\beta h)$, где N_0 – индекс рефракции на поверхности Земли; β, км$^{-1}$ - скорость убывания индекса рефракции по высоте h, км. На рис. 2 а,б представлены сравнительные графики индексов рефракции, полученных посредством спутникового зондирования NOAA и по экспоненциальной модели по методу наименьших квадратов, над г. Иркутск. Для экспоненциальной модели значения N_0 и β выбраны равными соответственно 298 и 0,135 для февраля и 316 и 0,136 для июля 2017 г. индекс рефракции N на разных высотах рассчитывался по спутниковым данным по формуле Фрума-Эссена [4].

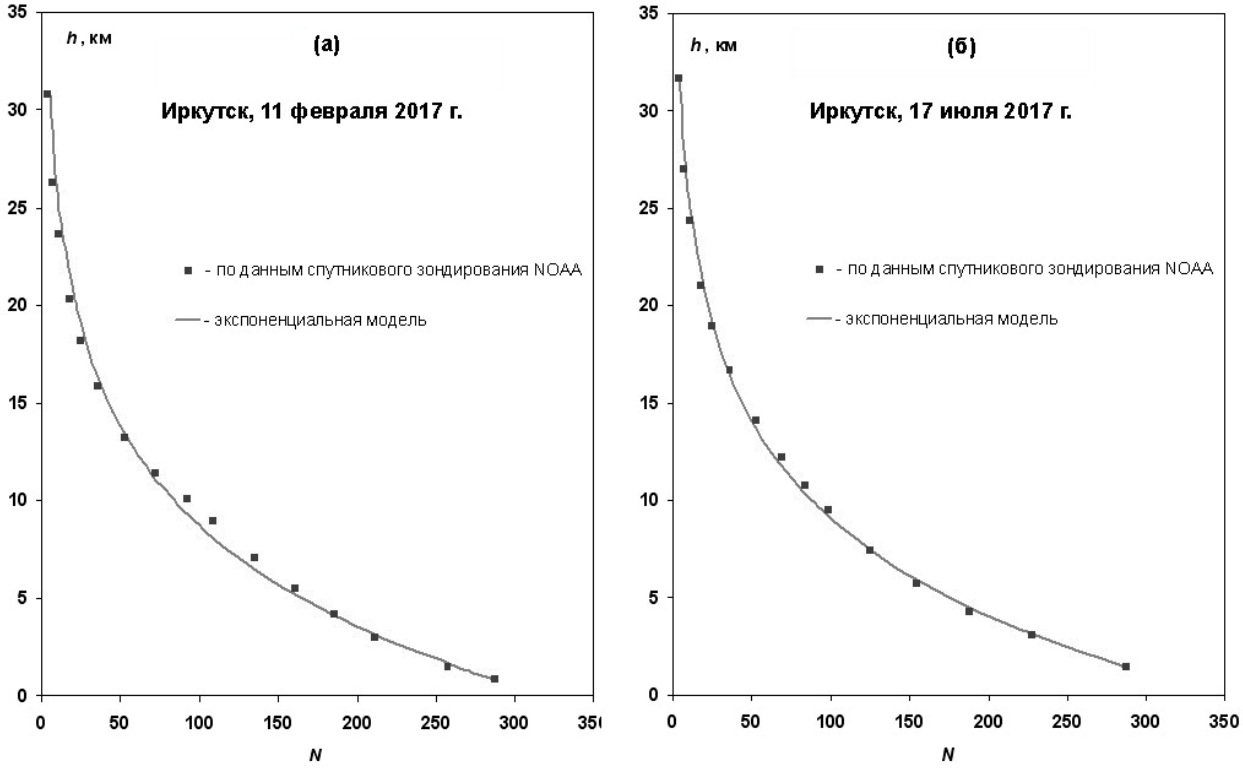


Рис.2. Сравнительные высотные профили индекса рефракции над г. Иркутск.

В табл. 1 приведены результаты аппроксимации параметров рефракции (N_0 и β) экспоненциальной моделью с применением метода наименьших квадратов по результатам вертикального зондирования спутниками NOAA в разное время 2017 г. Приведенные в табл. 1 параметры являются характерными для четырех сезонов года и служат ключевыми входными данными для расчета углов рефракции, истинного расстояния и поправки для расстояния, вызванной рефракционным эффектом. Разницей между истинным и кажущимся расстояниями от точки излучения до приземной точки приема является тропосферная задержка STD, которая определяется в результате постобработки GPS данных.

Таблица 1

Параметры рефракции для трех пунктов наблюдения в разные сезоны года.

Пункты наблюдения	Месяцы	N_0	β, км$^{-1}$

1. Иркутск (IRKM) (52,2228 с.ш., 104,3183 в.д.) *h*=496 м над уровнем моря	февраль	298	0,135
	апрель	288	0,134
	июль	316	0,136
	октябрь	297	0,133
2. Улан-Удэ (ULAZ) (51,8144 с.ш., 107,6219 в.д.) *h*=514 м над уровнем моря	февраль	294	0,134
	апрель	287	0,134
	июль	310	0,135
	октябрь	292	0,132
3. Бадары (BADG) (51,7697 с.ш., 102,2347 в.д.) *h*=838 м над уровнем моря	февраль	289	0,135
	апрель	277	0,136
	июль	308	0,144
	октябрь	287	0,134

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Зондирование нижней части атмосферы методом GPS измерений позволяет исследовать рефракционные эффекты как сигналов GPS, так и других сигналов диапазона УКВ. Использование данных полярно-орбитальных спутников NOAA по вертикальным профилям температуры и влажности воздуха на разных уровнях атмосферного давления позволяет успешно восстанавливать вертикальные профили индекса рефракции. Получены характерные усредненные месячные данные в разные сезоны года параметров экспоненциальной модели (N_0 и β) для пунктов наблюдения Иркутск (IRKM), Улан-Удэ (ULAZ) и Бадары (BADG).

Список используемых источников

1. *Лухнев А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И., Ашурков С.В. и др.* Современные деформации земной коры в области сочленения сегментов рифтов центральной части Байкальской рифтовой системы по данным GPS геодезии // Геология и геофизика. - 2013. - Т. 54, - № 11. - С. 1814 - 1825.
2. *Саньков В.А., Лухнев А.В., Мирошниченко А.И., Добрынина А.А. и др.* Современные горизонтальные движения и сейсмичность южной части Байкальской впадины (Байкальская рифтовая система) // Физика Земли. - 2014. - № 6. - С. 70 - 79.
3. *Saastamoinen J.* Atmospheric correction for the troposphere and stratosphere in radio ranging of satellites. - in: Henriksen, The Use of Artificial Satellites for Geodesy. Geophys. Monogr. Ser. AGU. Washington. D.C. - 1972. - V. 15, - P. 247 - 251.
4. *Smith E. K., Weintraub S.* The constants in the equation for atmospheric refractive index at radio frequencies. // Proceedings of the institute of Radio Science. - 1953. - Vol. 41, - PP. 1035 - 1037.
5. *Кашкин В.Б.* Внутренние гравитационные волны в тропосфере // Оптика атмосферы и океана. - 2013. - Т. 26, - № 10. - С. 908-916.
6. *Мошков А.В., Пожидаев В.Н.* Особенности рефракции радиоволн в приполярных районах // Радиотехника и электроника. - 2014. - Т. 59, - № 11. - С. 1085 - 1089.

В.В. Егоров,
кандидат технических наук;
Д.А. Коберник;
В.А. Никольский,
кандидат технических наук;
В.В. Руденко,
кандидат физико-математических наук, доцент
ФКГУ «12 ЦНИИ» Минобороны России, г.Сергиев Посад-7

ОСОБЕННОСТИ ВОЗБУЖДЕНИЯ ВОЛНОВОДА ЗЕМЛЯ-ИОНОСФЕРА РАСПОЛОЖЕННЫМ В НЕОДНОРОДНОЙ МАГНИТОАКТИВНОЙ ИОНОСФЕРЕ НИЗКОЧАСТОТНЫМ ИСТОЧНИКОМ

Улучшены существующие методики для аналитической оценки полей, возбуждаемых СНЧ/ОНЧ ионосферным источником в неоднородной магнитоактивной ионосфере с учетом их поляризации. В задаче использовалась модель плоскослоистой ионосферы, компоненты тензора диэлектрической проницаемости которой можно экстраполировать экспонентами с различной скоростью роста на высотах до ~ 100 км и выше. Получены выражения для амплитуд поля в волноводе.

Ключевые слова: волновод земля-ионосфера, неоднородная магнитоактивная ионосфера, СНЧ/ОНЧ ионосферный источник

Как известно, при помощи нагревного стенда (НС) можно создать ионосферный источник низкочастотного излучения, основанный на использовании эффекта Гетманцева. Исходя из физики взаимодействия модулированного КВ излучения НС с ионосферной электроструей этот источник способен генерировать излучение в диапазоне частот от десятка Гц до десятка кГц. С практической точки зрения представляет интерес проникновение излучения от ионосферного источника в магнитосферный волновод и волновод, образованный между Землей и ионосферой. Следует отметить, что при прохождении излучения из изотропной среды (в волноводе) в анизотропную (в глубине ионосферы) происходит перестройка волны в слабоанизотропном слое, сопрягающем волновод и ионосферу. При этом кругополяризованное излучение в глубине ионосферы распадается на обыкновенную и необыкновенную волны, что делает задачу достаточно трудной. Решению этой проблемы было посвящено много работ, причем полностью решить задачу аналитически так и не удалось. Существенно, что в переходной области для рассматриваемых частот излучения геометрооптический параметр μ: $\mu \approx (k_0 l)^{-1}$ (l – характерный масштаб неоднородности, а $k_0 = \omega / c$) порядка единицы в ОНЧ области и много больше единицы в СНЧ диапазоне, что не позволяет использовать характерные для геометрической оптики подходы типа метода Бадена или квазиизотропного приближения [1]. На больших высотах ионосфера становится сильноанизотропной, что приводит к формированию независимых нормальных волн. В то же время в задаче с ионосферным источником вблизи волновода было получено решение в работе [2] для магнитоактивной однородной ионосферы с резкой границей, а для неоднородной по высоте ионосферы без учета ее магнитоактивности в работе [3,4]. Следующим шагом, позволяющим качественно улучшить в теоретическом и в прикладном отношении указанные подходы, было бы построение аналитического решения применительно к модели ионосферы, характеризующейся как неоднородностью, так и магнитоактивностью и позволяющее правильно учесть поляризации излучения.

Если ограничиться рассмотрением квазипродольного распространения низкочастотного излучения от ионосферного источника через магнитоактивную ионосферу (направление магнитного поля Земли вертикальное), то в декартовой системе отсчета с вертикально вверх направленной осью OZ электрическое поле $\vec{E}$ электромагнитной волны описывается уравнением [5]:

$$\Delta \vec{E} + k_0^2 \hat{\varepsilon} \vec{E} - grad\ div \vec{E} = -4\pi i k_0 \vec{J} / c, \ k_0 = \omega / c \qquad (1)$$

где $\vec{J}$ плотность сторонних токов от источника. Электромагнитные свойства ионосферной плазмы слабо изменяются в поперечном направлении, в результате чего можно ограничиться плоскослоистой моделью ионосферы с компонентами тензора $\varepsilon_{ij}=\varepsilon_{ij}(z)$ ненулевые из которых: $\varepsilon_{xx}=\varepsilon_{yy}$, ε_{zz}, $\varepsilon_{xy}=-\varepsilon_{yx}$. Величина $\varepsilon_{zz}(z)$ при этом соответствует значению диэлектрической проницаемости в случае немагнитоактивной среды.

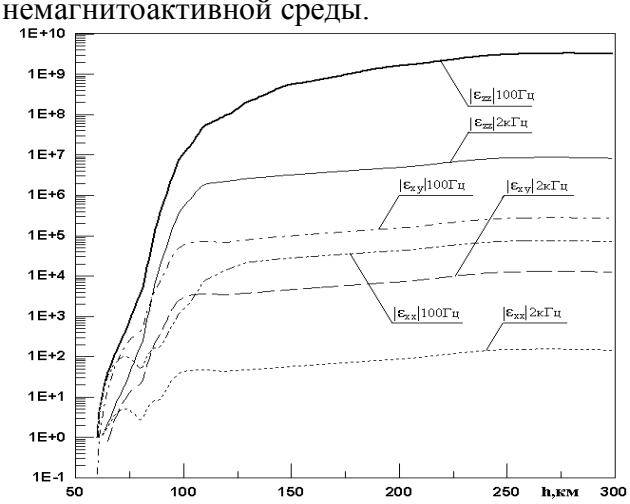


Рис.1. Типичное соотношение между величинами компонент тензора диэлектрической проницаемости на различных высотах для частот излучения 100 Гц и 2 кГц в дневных условиях

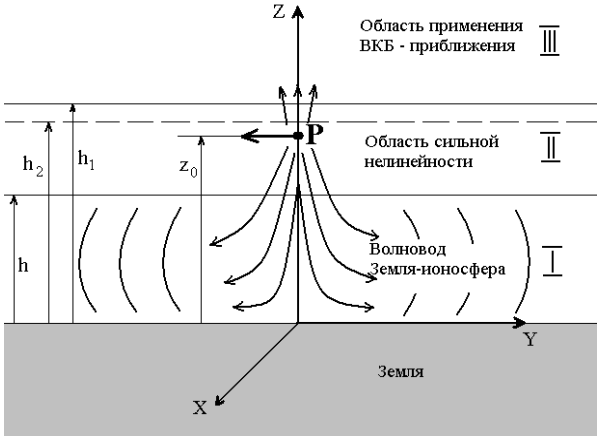


Рис.2. Расположение областей I – волновод Земля-ионосфера; II –область с находящимся в ней ионосферным источником; III – где выполняется ВКБ приближение

Типичные зависимости компонент тензора ε_{ij} от высоты представлены на рисунке 1. Из их анализа видно, что в области выше ~ 75-80 км хорошо выполняется условие: $|\varepsilon_{zz}| >> |\varepsilon_{xy}| >> |\varepsilon_{xx}| >> 1$, а в каждом из диапазонов высот 60-100 км и выше 100 км они могут быть аппроксимированы экспонентами. Из этого следует, что при расчёте распространения электромагнитного излучения от низкочастотного ионосферного источника можно выделить три области (рисунок 2): I – волновод Земля-ионосфера ($0<z<h$); II – переходная область с находящимся в ней ионосферным источником ($h<z<h_1$); III – где выполняется ВКБ приближение ($z>h_1$).

Воспользовавшись плоскослоистостью ионосферы для решения системы уравнений (1) используем двойное преобразование Фурье по координатам x и y [2,3] в результате чего для Фурье образов $\tilde{E}_x$, $\tilde{E}_y$, $\tilde{E}_z$ получим систему обыкновенных дифференциальных уравнений:

$$\left(k_0^2\varepsilon_{zz}-k_x^2-k_y^2\right)\tilde{E}_z+ik_x\dot{\tilde{E}}_x+ik_y\dot{\tilde{E}}_y=0\,, \qquad (2)$$

$$\ddot{\tilde{E}}_{x,y}+\left(k_0^2\varepsilon_\alpha-k_{y,x}^2\right)\tilde{E}_{x,y}+\left(\pm k_0^2\varepsilon_\beta+k_xk_y\right)\tilde{E}_{y,x}+ik_{x,y}\dot{\tilde{E}}_z=-2ik_0\tilde{J}_{x,y}/c.$$

Для системы уравнений (2) в точках z = 0; h; и h_1 задаются граничные условия, предполагающие совпадение тангенциальных составляющих электромагнитных полей. Решение системы уравнений (2) в волноводе при 0<z<h характеризуется отсутствием источников излучения, и поскольку $\varepsilon_{xx} = \varepsilon_{yy} = \varepsilon_{zz} = 1$, имеет вид:

$$\tilde{E}_{x,y} = D_{x,y} \sin(k_z z),\ \tilde{E}_z = -ik_z^{-1}\left(k_x D_x + k_y D_y\right)\cos(k_z z),\ k_0^2 = k_z^2 + k_\perp^2,\ k_\perp^2 = k_y^2 + k_x^2. \quad (3)$$

Распространение СНЧ-ОНЧ волны в ионосфере происходит преимущественно в вертикальном направлении. Это обусловлено тем, что в волноводе Земля-ионосфера горизонтальные составляющие электромагнитного поля распространяется с волновым числом близким к ω/c ($k_x \approx k_y \approx \omega / c$), поскольку $\varepsilon = 1$. В ионосфере горизонтальные составляющие поля остаются такими же в силу выполнения граничных условий при z=h. В то же время вертикальная составляющая волнового вектора в ионосфере примерно на два-три порядка больше. Указанное обстоятельство позволяет в большей части области II и III получить упрощенные уравнения:

$$\ddot{\tilde{E}}_{x,y} + \left(k_0^2\varepsilon_\alpha - k_{y,x}^2\right)\tilde{E}_{x,y} + \left(\pm k_0^2\varepsilon_\beta + k_x k_y\right)\tilde{E}_{y,x} = -2ik_0\tilde{J}_{x,y}/c,\ \tilde{E}_z = 0. \quad (4)$$

справедливые при выполнении соотношения $k_x k_y << k_0^2\varepsilon_{zz} - k_\perp^2$, которое нарушается лишь в узком слое (порядка 5 км), примыкающем к началу ионосферы, где $\varepsilon_{xx}, \varepsilon_{yy}, \varepsilon_{zz} \approx 1$. Сделав в системе уравнений (4) замену переменных: $G_\pm = \tilde{E}_x \pm i\tilde{E}_y$, после стандартных упрощений, для $G_\pm$ получим уравнения:

$$\ddot{G}_\pm + k_0^2\varepsilon_\pm(z)G_\pm = -2ik_0\tilde{J}e^{\mp i\gamma}/c, \quad \varepsilon_\pm(z) = \varepsilon_{xx} \mp i\varepsilon_{xy},\ tg\gamma = \tilde{J}_x/\tilde{J}_y,\ \tilde{J}^2 = \tilde{J}_x^2 + \tilde{J}_y^2 \quad (5)$$

Характер решения уравнений (5) в ионосфере определяется поведением функций $\varepsilon_\pm(z) = \varepsilon_{xx} \mp i\varepsilon_{xy}$, имеющих смысл величины $\varepsilon_j = \left(n + i\chi\right)^2$ (j – номер слоя) для волн с комплексными амплитудами $G_\pm$ и позволяющим интерпретировать волны с комплексными амплитудами $G_\pm$ как обыкновенную и необыкновенную волну в магнитоактивной ионосфере. Вид функций $\varepsilon_{ij}(z)$ (см. рис. 1) позволяет в каждой области j использовать для $\varepsilon_\pm(z)$ экспоненциальные аппроксимации вида: $\varepsilon_\pm(z) = \varepsilon_j \exp\left\{z/L_j\right\}$, где ε_j, L_j – комплексные константы. В результате однородные уравнения для функции $G_\pm$ преобразуются в уравнения Бесселя относительно новых переменных $\xi_+ = \xi_{0,j}\exp(z/2L_j)$, и $\xi_- = i\xi_+^*$ соответственно, где $\xi_{0,j} = 2\omega L_j\sqrt{\varepsilon_j}/c$по аналогии с подходом [3]. Тогда решение уравнений (5) представляется линейной комбинацией функций Бесселя от аргумента ξ для функции G_+ и iξ* для функции G_-:

$$G_+(z) = A_+H_0^{(1)}(\xi) + B_+J_0(\xi), \quad G_-(z) = A_-H_0^{(1)}(i\xi^*) + B_-J_0(i\xi^*), \quad (6)$$

Общее решение неоднородных уравнений (5), в области II, где отсутствует источник СНЧ-ОНЧ излучения (z>h_2) имеет вид уходящей волны:

$$G_+(z) = C_+H_0^{(1)}(\xi),\ G_-(z) = C_-H_0^{(1)}(i\xi^*),\ \tilde{E}_z = 0,\ z > h_2. \quad (7)$$

Используя метод вариации постоянных и дипольное приближение $\tilde{J} = J_g\,\delta(z - z_0)$ для ионосферного источника СНЧ/ОНЧ излучения, общее решение неоднородных уравнений (5), в области II, где находится источник и выполняется условие $\varepsilon_{zz} >> 1$, имеет вид:

$$G_\pm(z) = A_\pm H_0^{(1)}(x^\pm) + B_\pm J_0(x^\pm) - \frac{2\pi\omega L^\pm}{c^2}J_g e^{\mp i\gamma}\begin{bmatrix} H_0^{(1)}(x^\pm)J_0(x^\pm_{z_0}),\ при\ \ z > z_0 \\ H_0^{(1)}(x^\pm_{z_0})J_0(x^\pm),\ при\ \ h < z < z_0 \end{bmatrix}, \quad (8)$$

где $x^+ = \xi$, $x^- = i\xi^*$, $L^+ = L$, $L^- = L^*$, $x^+_{z_0} = \xi_{z_0}$, $x^-_{z_0} = i\xi^*_{z_0}$ и величины ξ_{z_0} берутся в точке z=z_0. Для компонент магнитного поля соотношения получаются путем использования уравнения Максвелла: $\vec{H} = \left(-ic/\omega\right)rot\ \vec{E}$. Константы $A_\pm, B_\pm, C_\pm, D_\pm$, определяются из решения линейной

системы уравнений, полученной при записи граничных условий при z=h и z=h_1, предполагающей равенство тангенциальных компонент электрического и магнитного поля.

Решение для компонент поля получается путем применения к полученному результату обратного преобразования Фурье, что позволяет получить результат в интегральном виде. Интегралы могут быть взяты с использованием контурного интегрирования и теории вычетов по аналогии с подходом, используемым в [2,3]. В результате для компонент поля E_x и E_z в области волновода получим ряд по собственным значениям в особых точках:

$$E_z = \frac{2\pi\omega}{c^2 k_z^2} J_g \left(e^{i\varphi} e^{-i\gamma} \sum_{i=1}^{I} \tilde{k}_{\perp i}^2 J_1(\tilde{k}_{\perp i} r)\tilde{\Phi} + e^{-i\varphi} e^{i\gamma} \sum_{i=1}^{I} k_{\perp i}^2 J_1(k_{\perp i} r)\Phi \right), \quad r^2 = x^2 + y^2, x = r\cos\varphi$$

$$E_x = \frac{\omega\pi \sin(k_z z)}{c^2 k_z \cos(k_z h)} J_g \left(e^{-i\gamma} \sum_{i=1}^{I} \tilde{k}_{\perp i} H_0^{(1)}(\tilde{k}_{\perp i} r)\tilde{\Phi} + e^{i\gamma} \sum_{i=1}^{I} k_{\perp i} H_0^{(1)}(k_{\perp i} r)\Phi \right), \qquad (9)$$

где $\Phi = k_{\perp i} r \left(\Lambda_3 H_0^{(1)}(\xi_{z_0}) - \Lambda_4 J_0(\xi_{z_0}) \right) \left(dG(k_\perp)/d(k_\perp)\big|_{k_\perp = k_{\perp i}} \right)^{-1}$

$$\Lambda_1 = tg(k_z h)\frac{\xi_h}{2k_z L_1} \dot{H}_0^{(1)}(\xi_h) - H_0^{(1)}(\xi_h), \quad \Lambda_2 = tg(k_z h)\frac{\xi_h}{2k_z L_1} \dot{J}_0(\xi_h) - J_0(\xi_h), F_1 = \frac{L_2 \xi_{h_1}}{L_1 \xi_{h_1}^1},$$

$$\Lambda_3 = F_1 H_0^{(1)}(\xi_{h_1}^1)\dot{J}_0(\xi_{h_1}) - \dot{H}_0^{(1)}(\xi_{h_1}^1) J_0(\xi_{h_1}), \quad \Lambda_4 = F_1 H_0^{(1)}(\xi_{h_1}^1)\dot{H}_0^{(1)}(\xi_{h_1}) - \dot{H}_0^{(1)}(\xi_{h_1}^1) H_0^{(1)}(\xi_{h_1}),$$

Функции с «волной» определяются путем замены: $\xi_h \to i\xi_h^*$, а величины $k_{\perp i}$, $\tilde{k}_{\perp i}$ как корни трансцендентных характеристических уравнений: $G(k_{\perp i}) = 0$, $\tilde{G}(\tilde{k}_{\perp i}) = 0$ где $G(k_\perp) = \Lambda_1\Lambda_3 - \Lambda_2\Lambda_4$, $\tilde{G}(\tilde{k}_\perp) = \tilde{\Lambda}_1\tilde{\Lambda}_3 - \tilde{\Lambda}_2\tilde{\Lambda}_4$. Решение трансцендентного уравнения проводится численным методом.

Особенность полученного решения заключается в правильном учете свойств ионосферы, имеющих различные показатели в прилегающем к волноводу Земля-ионосфера и сопряженном с верхней ионосферой слоями. Это позволяет в верхней ионосфере, где $G\_(z)$ асимптотически стремится к нулю, получить зависимость между компонентами поля в виде: $E_x = iE_y$ т.е. волну с круговой поляризацией, вращение в которой осуществляется в направлении вращения электрона в магнитном поле Земли. В волноводе решение формируется как обыкновенной, так и необыкновенной волной.

Из полученных оценок видно, что качественно учет влияния магнитоактивных свойств ионосферы приводит к замене в модели без учета магнитоактивности величины диэлектрической проницаемости $\varepsilon = \varepsilon_{zz}$ на величину $\varepsilon = \varepsilon_{xx} \mp i\varepsilon_{xy}$. Поскольку графики указанных величин в нижней части ионосферы идут практически параллельно друг другу, то качественно учет магнитоактивных свойств можно свести к коррекции высоты начала ионосферы.

Список используемых источников

1. *Кравцов Ю.А., Найда О.Н., Фуки А.А.* Волны в слабоанизотропных трехмернонеоднородных средах: квазиизотропное приближение геометрической оптики // УФН. 1996. Т. 166. № 2. С. 141-167.

2. *Беллюстин Н.С., Докучаев В.П., Поляков С.В., Тамойкин В.В.* Возбуждение волновода Земля-ионосфера ионосферными источниками низкочастотного диапазона // Радиофизика. 1975. Т. 18, № 9, С. 1323-1332.

3. *Котик Д. С., Поляков С. В., Яшнов В. А.* Возбуждение волновода Земля-ионосфера низкочастотными источниками, расположенными в неоднородной ионосфере // Радиофизика. 1978. Т. 21. №7. С. 930.

4. *Tripathi V.E., Chang C.I., Popadopoulos K.* Excitation of the earth-ionosphere waveguide by an RLF source in the ionosphere // Radio science. 1982., V. 17, No 5. P. 1321-1326.

5. *Гинзбург В.Л.* Распространение электромагнитных волн в плазме / М.: Наука, 1967. – 684с.

С.А. Желавский;
Д.А. Коберник;
Н.В. Лебедев,
кандидат технических наук;
С.А. Назаров;
В.А. Никольский,
кандидат технических наук;
В.В. Руденко,
кандидат физико-математических наук, доцент;
ФКГУ «12 ЦНИИ» Минобороны России, г.Сергиев Посад-7

ВЛИЯНИЕ ВОЗМУЩЕНИЙ КОНЦЕНТРАЦИИ ЗАРЯЖЕННЫХ ЧАСТИЦ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ СВЕРХШИРОКОПОЛОСНОГО ЭЛЕКТРОМАГНИТНОГО СИГНАЛА В ИОНОСФЕРНОЙ ПЛАЗМЕ

В работе рассмотрены результаты, полученные для возмущения ионосферной плазмы от нагревного стенда типа HAARP и от ядерного взрыва.

Ключевые слова: , сверхширокополосный электромагнитный импульс, распространение, ионосферная плазма, возмущение, концентрация заряженных частиц, дисперсия, нагревной стенд, ядерный взрыв.

В настоящее время получили большое развитие технологии связанные с генерацией сверхширокополосных электромагнитных импульсов (СШП ЭМИ). В связи с этим активно изучаются вопросы применения СШП ЭМИ для решения задач беспроводной передачи энергии, зондирования и мониторинга химического состава атмосферы и ионосферы, а также в системах связи, телекоммуникации, локации и идентификации целей (в том числе низколетящих и использующих stealth технологии) [1,2]. Решение представленных задач в интересах оборонной тематики зачастую может быть связано с использованием СШП ЭМИ в условиях возмущенной среды. В частности в околоземном космическом пространстве основным параметром, оказывающим наибольшее воздействие на распространение СШП ЭМИ, является концентрация заряженных частиц и ее возмущения на траектории распространения Земля-ионосфера. Вопросу изучения влияния этих возмущений и посвящена данная работа.

Для изучения влияния возмущений концентрации заряженных частиц авторами была разработана программа расчёта распространения СШП ЭМИ вдоль вертикальной траектории Земля-ионосфера. При этом рассматриваются условия, наиболее благоприятные для распространения радиочастотного излучения, при которых влиянием геомагнитного поля можно пренебречь. На практике эта ситуация может быть реализована при излучении линейно поляризованной волны в направлении, поперечном геомагнитному полю, где электрическая компонента излучаемого поля совпадает по ориентации с вектором геомагнитного поля. В этом случае среду распространения можно рассматривать как изотропную с постоянной магнитной и зависящей от высоты диэлектрической проницаемостями. Расчёт распространения основывается на использовании традиционного Фурье-разложения исходного импульса с последующим решением системы уравнений Максвелла в одномерной постановке для сферической слоисто-неоднородной среды. Тестирование расчетной программы проводилось по данным из работы [3] и показало высокую степень совпадения с результатами независимых авторов.

Ниже рассматриваются два возможных случая возникновения возмущений концентрации заряженных частиц. В первом случае рассматривается работа нагревного стенда (НС), которая приводит к нагреву электронов и вызывает изменение частоты столкновений (рис. 1а) и сдвиг ионизационно-рекомбинационного баланса (рис. 1б). Следует отметить, что частота столкновений электронов меняется практически мгновенно за время порядка 10-5–10-3 с, а концентрация заряженных частиц плавно за времена порядка 10–30 мин. Чтобы оценить отдельно влияние нагрева частиц и изменения ионизационно-рекомбинационного баланса на распространение СШП ЭМИ были рассмотрены три случая:

− без нагрева;

− через 0,1 сек после начала нагрева (частота столкновений изменилась, а концентрация осталась прежней);

− через 20 мин (изменились и частота столкновений и концентрация).

Данные по изменению концентрации и частоты столкновений под воздействием НС были получены на основе модели описанной в [4]. Результаты получены для НС с характеристиками, аналогичными стенду HAARP.



а) б)

Рис.1. Частота столкновений а) и концентрация электронов б) в ионосфере

Вторым случаем возникновения возмущения концентрации рассмотренным в работе является возмущение, вызванное ядерным взрывом (ЯВ). Данные о временной динамике концентрации электронов в течении 200 мин после ЯВ взяты из открытых источников [5] для диапазона высот 75–120 км. Так на интервале 0–25 мин происходит резкое увеличение концентрации, после чего на интервале 25–45 мин концентрация меняется незначительно. Потом происходит повторный скачок до максимума на 50-й минуте и резкий спад до минимума на 55-й минуте. Далее к 75-й минуте концентрация восстанавливается до уровней интервала 25–45 мин и к 200-й минуте возмущение постепенно исчезает. Расчёты распространения СШП ЭМИ проводились для профилей концентрации электронов (рис. 2), соответствующих: 25, 50, 55, 75, 100 и 200-й минуте после взрыва [5].

Для примера в работе рассмотрено распространение СШП ЭМИ на высоту 100 км от поверхности Земли с амплитудно-временной формой, представленной на рисунке 3 и характерными длительностями t_i = 1 нс и t_i = 10 нс.

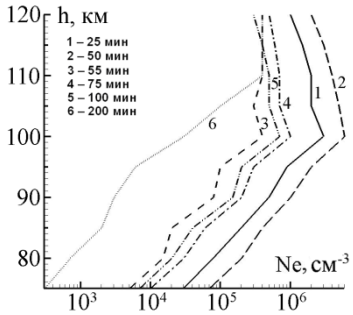


Рис.2. Возмущение концентрации электронов после ЯВ [5]

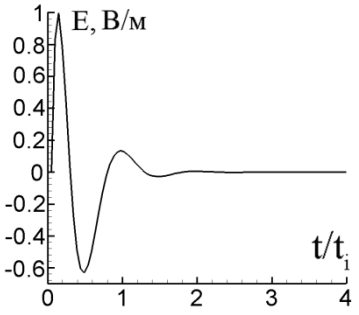


Рис.3. Начальная форма СШП ЭМИ.

На рисунке 4 представлены рассчитанные формы СШП ЭМИ, достигшего высоты 100 км в условиях отсутствия воздействия на ионосферу и в условиях воздействия НС с продолжительностью 0,1 с и 20 мин. Из рисунка видно, что изменение частоты столкновений, вызванное применением НС, практически не влияет на форму СШП ЭМИ. Возмущение же концентрации частиц изменяет форму импульса, но энергетика НС не достаточна для создания сильного эффекта.

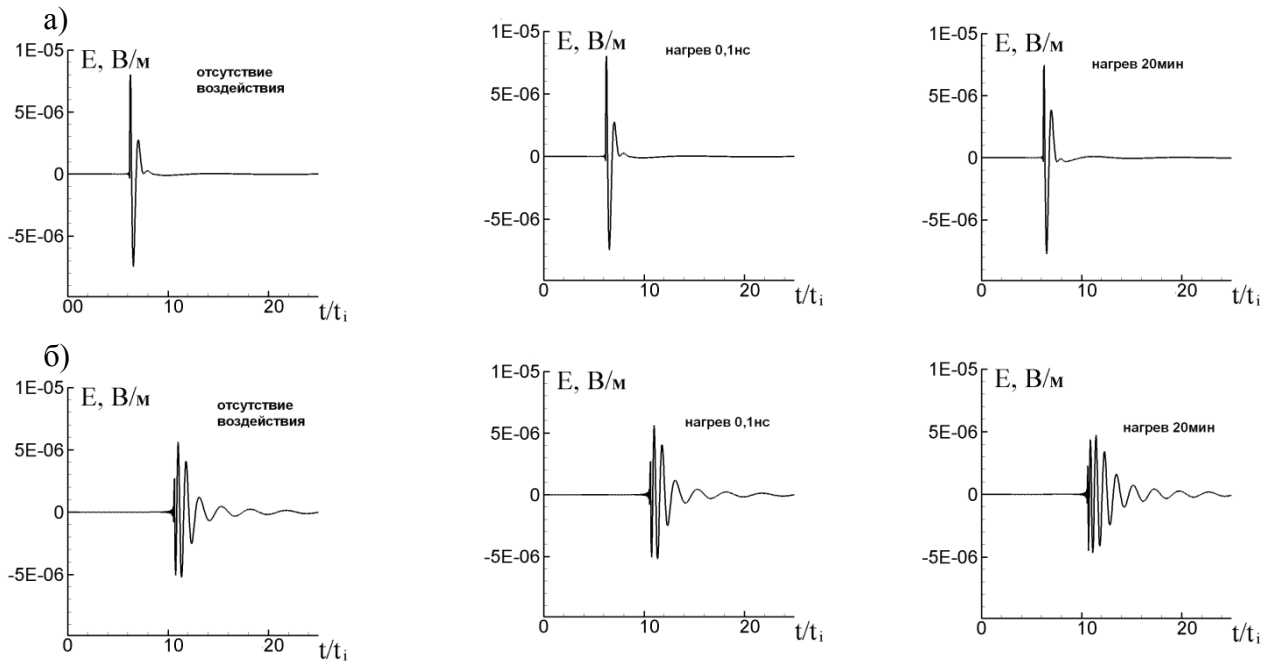


Рис.4. Форма СШП ЭМИ, достигшего высоты 100 км при отсутствии воздействия и при воздействии НС: а) t_i = 1 нс, б) t_i = 10 нс

Аналогичные расчёты проводились для условий воздействия ЯВ. Формы СШП ЭМИ, достигшего высоты 100 км в различные моменты времени после ЯВ, приведены на рисунке 5. Из рисунка видно, что на интервале до 200 мин после подрыва происходит разрушение амплитудно-временной формы исходного импульса, он растягивается во времени, уменьшает свою амплитуду, меняется его фазовая модуляция (отдельный анализ показывает, что амплитудно-частотная характеристика СШП ЭМИ сохраняет свою изначальную форму на участке выше критической частоты). С увеличением t_i с 1 нс до 10 нс спектр импульса сужается и относительно все большая его часть приходится на область частот, в пределах которых проявляются дисперсионные свойства среды распространения. В определенных случаях такие искажения формы импульса могут стать критичными, и при передаче информации может возникнуть проблема обнаружения полезного сигнала на фоне помех.

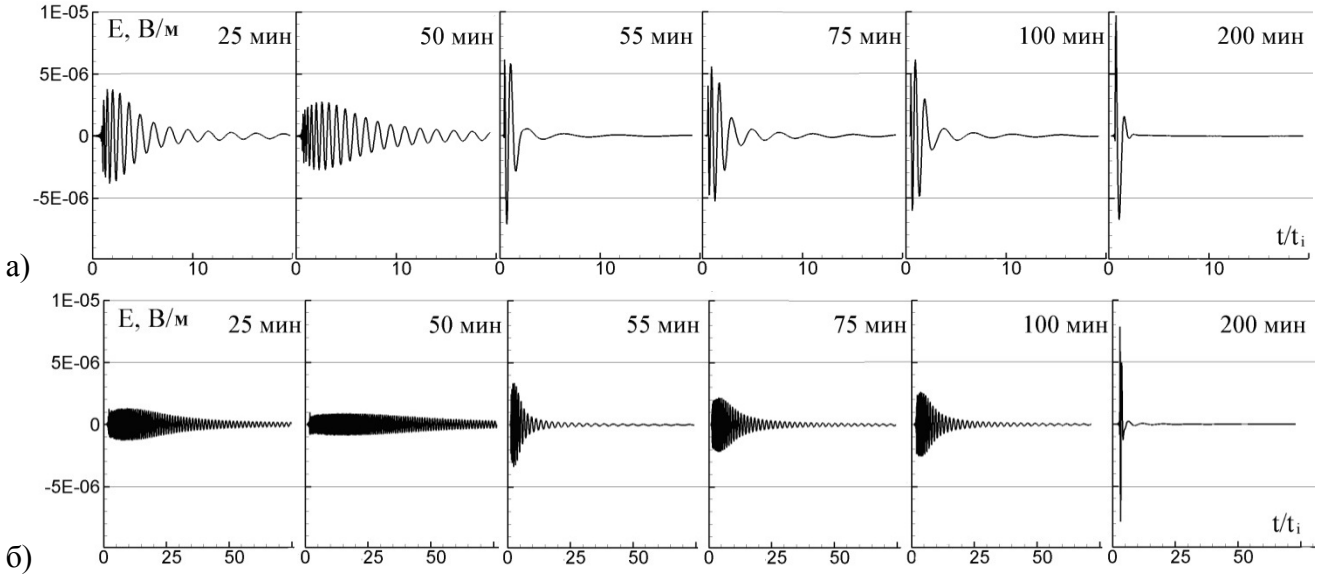


Рис.5. Форма СШП ЭМИ, достигшего высоты 100 км в различные моменты времени после ЯВ. а) t_i = 1 нс, б) t_i = 10 нс

Однако, опираясь на тот факт, что время запаздывания меньше для волн с большей частотой, при известных параметрах ионосферы на трассе распространения СШП ЭМИ его дисперсионные искажения являются прогнозируемыми и их можно попытаться компенсировать.

Для этого исходный импульс должен формироваться так, чтобы низкочастотные составляющие излучались раньше высокочастотных с целью их своевременного прихода в заданную точку пространства и увеличения амплитуды импульса. Получить его можно рассчитав распространение на аналогичном участке "зеркального" во времени (рис. 6а) СШП ЭМИ (без учёта сферической расходимости фронта).

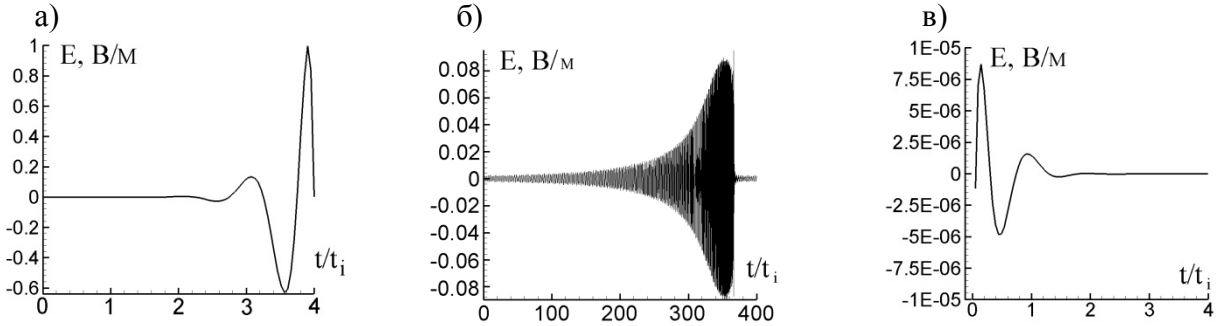


Рис. 6. СШП ЭМИ: а) зеркальный, б) компенсирующий, в) скомпенсированный.

Повторное зеркальное отражение полученного результата даст вид импульса (рис. 6б), компенсирующего дисперсионные искажения СШП ЭМИ для 50-й минуты после ЯВ (рис. 5б). Такой импульс необходимо излучить, чтобы на высоте 100 км получился скомпенсированный (рис. 6в) СШП ЭМИ. Выигрыш по амплитуде в этом случае составляет порядка 10 раз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе проведено изучение влияния работы НС и ЯВ на распространение СШП ЭМИ в ионосферной плазме. В результате показано, что основным фактором, искажающим форму импульса, является возмущение концентрации электронов на трассе распространения. Возмущение концентрации частиц, вызванное НС способно изменить форму импульса, однако сильного эффекта не возникает. Возмущения же, порожденные ЯВ на протяжении до 200 мин способны вызывать разрушение амплитудно-временной формы СШП ЭМИ, его расползание во времени, уменьшение амплитуды и изменение его фазовой модуляции. В определенных случаях это может стать критичным с точки зрения обнаружения сигнала на фоне помех. Попытка компенсации дисперсионных искажений в приведенном в работе примере дала выигрыш по амплитуде полезного сигнала порядка 10 раз.

Список используемых источников

37. *Солдатов А.В., Терёхин В.А.* Распространение сверхширокополосного электромагнитного сигнала в ионосферной плазме // Физика плазмы, 2016, Т. 42, № 10, С. 927-935.

38. *Лазоренко О.В., Черногор Л.Ф.* Сверхширокополосные сигналы и физические процессы. 2. Методы анализа и применение // Радиофизика и радиоастрономия, 2008, Т. 13, №4, С. 270-322.

39. *Гуляев Ю.В., Стрелков Г.М.* Распространение сверхширокополосного радиоимпульса в холодной плазме // Доклады академии наук, 2006, Т. 408, № 6, С. 754-757.

40. *Лебедев Н.В., Наумов Н.Д., Руденко В.В.* Моделирование нагрева нижней ионосферы модулированным высокочастотным излучением // Прикладная физика, 2012, № 6, С. 92-98.

41. *Уиттен Р.К., Поппов И.Дж.* Физика нижней ионосферы // М.: Мир, 1968, 292 с

С.А. Желавский;
Н.Д. Наумов,
доктор физико-математических наук
ФКГУ «12 ЦНИИ» Минобороны России, г.Сергиев Посад-7

ВЛИЯНИЕ ДОЖДЯ НА ДАЛЬНОСТЬ ОБНАРУЖЕНИЯ ИСТОЧНИКА РАДИОИЗЛУЧЕНИЯ

Известное выражение для дальности обнаружения источника радиоизлучения в поглощающей среде можно использовать только при условии малости произведения коэффициента ослабления на дальность. Получено выражение для оценки дальности обнаружения в общем случае, т.е. когда указанное выше условие не выполняется.
Ключевые слова: источник радиоизлучения, поглощение, обнаружение.

Характер распространения электромагнитной энергии в пространстве зависит от состояния среды, заполняющей это пространство, что является очевидным физическим фактом. В ряде случаев распространение радиоизлучения даже по обычной атмосфере сопровождается серьезным искажением сигнала и уменьшением его интенсивности. Кроме того, естественные природные процессы существенно влияют на характеристики информационных каналов систем наведения оружия, а в конечном итоге - на эффективность его применения. Анализ проведенный в ряде публикаций [1, 2] позволил сделать вывод о существенном влиянии неблагоприятных метеорологических условий на успешное выполнение задач по нанесению ударов при помощи авиации и ВТО. Кроме этого, учет ослабления радиоволн при распространении в атмосфере представляет интерес для таких практических задач, как радиосвязь, радиолокация и радиоразведка [3, 4].

Ослабление радиоволн в атмосфере обусловлено поглощением электромагнитной энергии молекулами кислорода и водяным паром, а также аэрозолями, туманом, моросью, дождем при их наличии в атмосфере [5]. Свой вклад вносит и рассеяние излучения на указанных метеорологических образованиях. Как следует из решения задачи о дифракции плоской электромагнитной волны на сфере радиуса a, степень ослабления волны определяется значением произведения ka, где $k = 2\pi/\lambda$ – волновое число, λ – длина волны. Размер частиц облаков, туманов, мороси не превышает долей миллиметра, тогда как в дождях существуют капли с размером 0,1 – 3,6 мм. Поэтому из указанных гидрометеоров и аэрозолей наибольшее ослабление радиоволн наблюдается в дождях. Удельное ослабление радиоволн в дожде зависит от частоты волны, интенсивности дождя, температуры и распределения капель по размерам; оно максимально для частоты ~ 100 ГГц, а для более высоких частот оно слегка понижается, асимптотически приближаясь к величине, характерной для оптического диапазона [6].

В существующей литературе для учета ослабляющего влияния среды на дальность обнаружения источника радиоизлучения (ИРИ) используется следующее приближенное выражение:

$$R \approx R_0 10^{-0.05\Gamma R_0}, \qquad (1)$$

где R_0 – дальность обнаружения ИРИ при отсутствии ослабления, Γ – удельные потери радиосигнала, дБ/км. Однако, как будет показано ниже, это выражение применимо только в случае малых значений параметра $\alpha = \gamma R_0$, где $\gamma = 0.1\Gamma\ln 10$. Целью работы является получение зависимости дальности обнаружения ИРИ от направления на приемник в общем случае, когда произведение γR_0 не является малой величиной.

Дальность обнаружения ИРИ определяется из условия равенства чувствительности приемника Q и мощности радиосигнала от передатчика. При отсутствии ослабления это условие приводит к следующему результату [4]:

$$R_0 = L\Phi(\theta, \varphi),\ L = \sqrt{\frac{\eta AGP}{4\pi Q}}.$$

Здесь L – дальность обнаружения при расположении приемника на оси антенны передатчика, $\Phi(\theta, \varphi)$ – диаграмма направленности антенны ИРИ, θ, φ – углы в сферической системе координат, связанной с осью антенны передатчика, которые характеризуют направление на приемник, η – потери в антенно-фидерном тракте приемного устройства, A – эффективная площадь антенны приемника, P, G – соответственно излучаемая мощность и коэффициент усиления передатчика.

Для однородной ослабляющей среды указанное выше условие имеет вид:

$$\frac{\eta AGP}{4\pi R^2}\exp(-\gamma R) = Q. \qquad (2)$$

Сначала выясним, когда выражение (1) является приближенным решением уравнения (2). Для этого запишем условие (2) в виде:

$$e^{-\alpha\rho} = \rho^2, \qquad (3)$$

где $\rho = R/R_0$. Если подставить сюда выражение (1), которое в используемых обозначениях принимает вид: $\rho = \exp(-\alpha/2)$, то получим следующее соотношение:

$$\exp[-\alpha\exp(-\frac{1}{2}\alpha)] = e^{-\alpha}.$$

Нетрудно проверить, что это соотношение приближенно выполняется только при малых значениях α.

Чтобы найти приемлемое выражение для корня трансцендентного уравнения (3), перейдем от переменной ρ к новой переменной σ, полагая:

$$\rho = \frac{1}{\sqrt{1+\alpha}} + \sigma.$$

Из (3) для переменной σ можно получить линейное уравнение, удерживая только члены первого порядка по этой переменной. В итоге для дальности обнаружения ИРИ с учетом влияния ослабляющей среды найдем:

$$R = \frac{R_0}{\sqrt{1+\alpha}}\left(1 + \frac{1+\alpha-\beta}{2\beta+\alpha\sqrt{1+\alpha}}\right), \qquad (4)$$

где введено обозначение: $\beta = \exp(\alpha/\sqrt{1+\alpha})$.

Для определения области применимости выражения (4) было проведено сравнение с результатами численного решения уравнения (3) при различных значениях параметра α, что представлено на рис. 1, где сплошная кривая соответствует нахождению корня с помощью численных методов, пунктирная – расчетам по формуле (4). Этот рисунок показывает, что полученное выражение (4) можно использовать в широком диапазоне значений α.

ρ

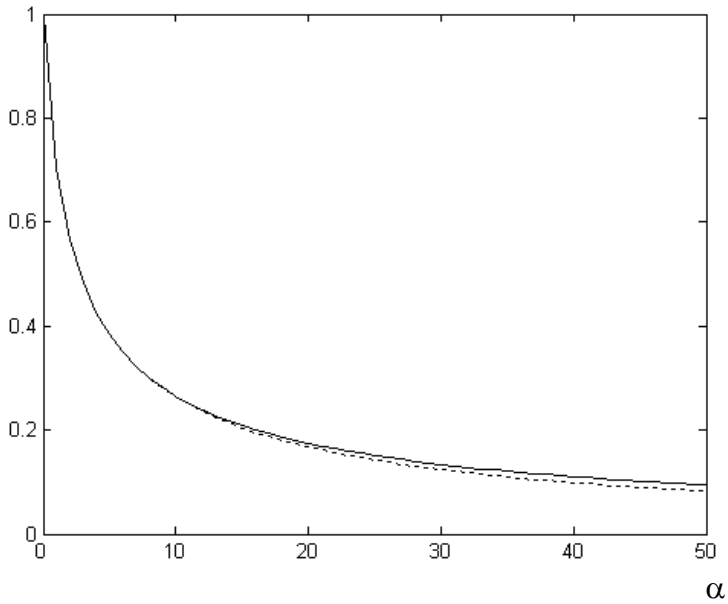


Рис. 1. Сравнение результатов численного решения уравнения (3) и расчетов по формуле (4)

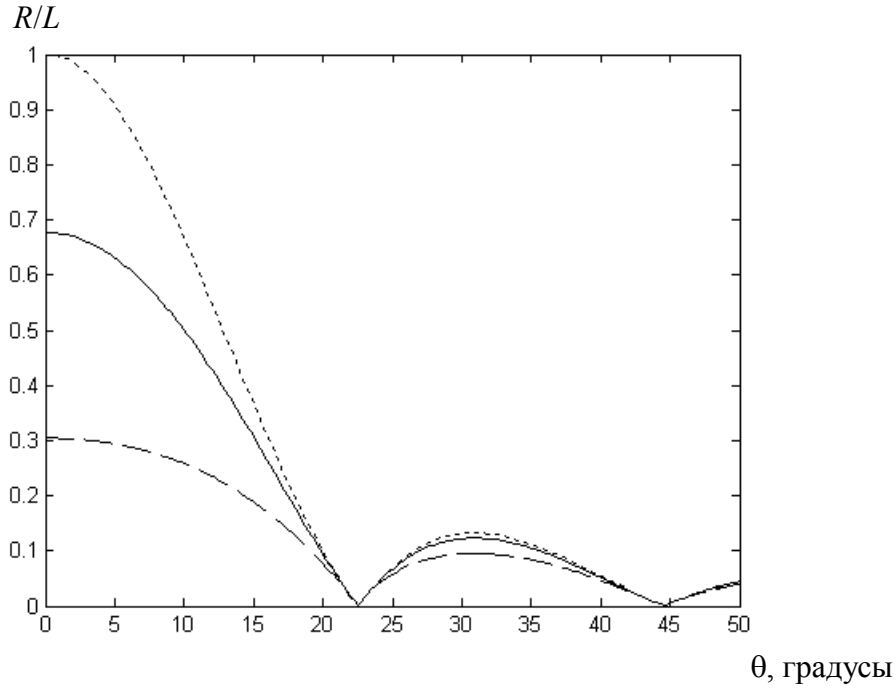


Рис. 2. Влияние ослабления на дальность обнаружения ИРИ

Для иллюстрации на рис. 2 приведены результаты вычислений дальности обнаружения ИРИ при ГL = 5 дБ (сплошная линия) и ГL = 30 дБ (штриховая линия); для сравнения пунктирной линией изображена дальность обнаружения при отсутствии ослабления. Расчеты проводились для передатчика с круглой однородно возбужденной антенной в случае ka = 10, где a – радиус антенны. Наиболее заметно дальность обнаружения уменьшается при расположении приемника в области главного лепестка диаграммы направленности антенны передатчика.

Список используемых источников

1. *Тимофеев В.И.* Анализ влияния погодно-климатических условий на действия коалиционных войск в современных войнах // Труды III Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды» / под общ. ред. М.М. Пенькова; –СПб.: ВКА им. Можайского, 2014. – Т.1.– с. 324-332.

2. *Тишковец Е.А.* Гидрометеорологическое обеспечение боевого применения высокоточного оружия класса «воздух-поверхность»// Военная мысль, 2008, № 3, с. 76-79.

3. Справочник по радиолокации, т. 1 / Под ред. *М. Скольника*. – М.: Советское радио, 1976.

4. *Перунов Ю.М., Куприянов А.И.* Радиоэлектронная борьба: радиотехническая разведка. – М.: Вузовская книга, 2016.

5. *Розенберг В.И.* Рассеяние и ослабление электромагнитного излучения атмосферными частицами. – М.: Гидрометеоиздат, 1972.

6. *Oguchi T.* // Proc. IEEE. 1983. Vol. 71. P. 1029.

В.Ю.Жуков*,
кандидат технических наук;
М.С.Рыков**;
Г.Г.Щукин*,
доктор физико-математических наук, профессор
* ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург
** Акционерное общество «ВНИИРА», г. Санкт-Петербург

ОЦЕНИВАНИЕ ИНТЕНСИВНОСТИ ОСАДКОВ В МНОГОПАРАМЕТРИЧЕСКОМ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОМ РАДИОЛОКАТОРЕ

Рассматриваются методы оценивания интенсивности осадков метеорологическим радиолокатором. Описывается методика проведения эксперимента по исследованию применимости нового метода, основанного на поляризационных измерениях, в отечественном метеорологическом радиолокаторе ДМРЛ-С. Делается вывод о отсутствии качественных различий в картах интенсивности осадков, полученных традиционным и новым методом.

Ключевые слова: метеорологическая радиолокация, измерение интенсивности осадков, поляризационные характеристики принимаемого сигнала.

ВВЕДЕНИЕ

Определение интенсивности осадков является одной из основных функций метеорологического радиолокатора. Традиционно они оцениваются по величине радиолокационной отражаемости целей, расположенных ниже отметки 1 км по высоте. При этом применяется метод, основанный на предположении, что размеры частиц распределены по формуле Маршалла-Пальмера [1]

$$Z = AI^b, \tag{1}$$

где Z – радиолокационная отражаемость цели; I – интенсивность осадков; A *и* b – коэффициенты, зависящие от вида осадков.

Главный недостаток данного метода – малая точность. Получаемые при нем ошибки оцениваются от 300 [2] до 600 [3] процентов. Естественно стремление разработчиков улучшить данные показатели путем нахождения новых методов оценивания [4]. Возможность их разработки появилась только с внедрением в практику радиолокационных наблюдений поляриметрири. Был предложен новый метод, основанный на использовании дифференциальной фазы и дифференциальной отражаемости эхо-сигнала осадков.

Суть его состоит в том, чтобы использовать зависимость затухания отраженной частицами волны A от интенсивности осадков I на пути ее распространения [5]. Данная зависимость имеет вид

$$I = c_1(t)c_2(\lambda)A^{1,03}, \tag{2}$$

где $c_1(t)$ и $c_2(\lambda)$ - коэффициенты, зависящие от температуры частиц t и длины волны несущего колебания локатора λ.

Величину ослабления на дальности r находят из профиля радиолокационной отражаемости $Z(r)$ в соответствии с выражением

$$A(r) = \frac{[Z(r)]^b C(b, PIA)}{J(r_1, r_2) + C(b, PIA)J(r, r_2)}, \tag{3}$$

где $J(r_1, r_2) = 0{,}46b\int_{r_1}^{r_2}[Z(x)]^b\,dx$;

$J(r, r_2) = 0{,}46b\int_{r}^{r_2}[Z(x)]^b\,dx$;

$C(b, PIA) = \exp(0{,}23bPIA) - 1$;

r_1 и r_2 - начальная и конечная дальности участка с наблюдаемыми осадками;

b - постоянный коэффициент, величина которого лежит в пределах 0,6 – 0,9 и зависит от длины волны радиолокатора;

PIA - интегральное ослабление на участке, занятом осадками.

Величина PIA нам заранее неизвестна. Она вычисляется, исходя из следующей зависимости от дифференциальной фазы

$$PIA(r_1, r_2) = \alpha[\Phi_{DP}(r_1) - \Phi_{DP}(r_2)], \quad (4)$$

где величина постоянной α определяется частотой несущего колебания и может корректироваться в процессе измерений по получаемым оценкам дифференциальной отражаемости Z_{DR} на участке луча от r_1 до r_2.

Данный метод внедрен на сети штормооповещения США и позволяют в два раза увеличить точность получаемых оценок.

В связи с этим встает вопрос о его применимости в отечественных радиолокаторах ДМРЛ-С, отличающихся от американских более короткой длиной волны несущего колебания и использованием сложного зондирующего импульса.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

Экспериментальная проверка методики определения интенсивности осадков при помощи оценок поляризационных параметров принимаемого сигнала затруднено отсутствием (или недоступностью) архивных сайтов с данными об интенсивности и количестве выпавших осадков. Поэтому сравнение пришлось проводить чисто качественное. Оно проводилось по следующей методике:

1. брались объемные файлы данных, поступающие из системы первичной обработки информации радиолокатора;
2. информация о радиолокационной отражаемости целей обрабатывалась традиционным методом Маршалла-Пальмера. Формировалась первая карта интенсивности осадков;
3. данные об отражаемости и поляризационных характеристиках принятого сигнала использовались для расчета интенсивности осадков по новому методу. При этом решались следующие задачи:

– сегментация луча. Суть ее заключается в том, чтобы определить в каждом луче участки, где наблюдается изменение значений дифференциальной фазы. Таким образом, в отдельно взятом луче может находиться несколько таких участков. Это позволяет уменьшить ошибки определения интенсивности осадков, связанные с возможным завышением интенсивности к концу луча, если сегмент имеет большую протяженность, и присутствуют высокие значения отражаемости (Z>50).

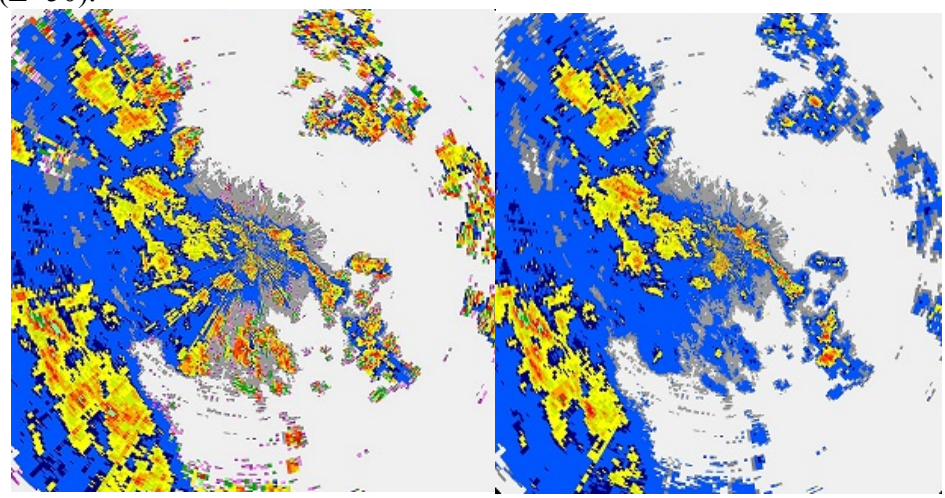


Рис. 1. Карты интенсивности осадков, рассчитанные новым методом без применения сегментации луча (слева) и с его применением (справа).

Примеры карт интенсивности осадков, полученные с сегментацией луча и без нее, представлены на рисунке 1. На нем хорошо видно, что применение сегментации улучшает качество расчета интенсивности осадков в каждом сегменте луча.

– Исключения влияния местных объектов. Для этого использовался модуль коэффициента взаимной корреляции. Если его значению было больше 0,8, цель идентифицировались как метеорологическая. В противном случае данные соответствующей ячейки исключались из дальнейших расчетов. Благодаря такому подходу достигалось почти полное исключение влияния местных объектов на оценку интенсивности осадков. Карты, приведенные на рисунках 2 и 3, иллюстрируют влияние, оказываемое на принимаемый сигнал местными предметами.

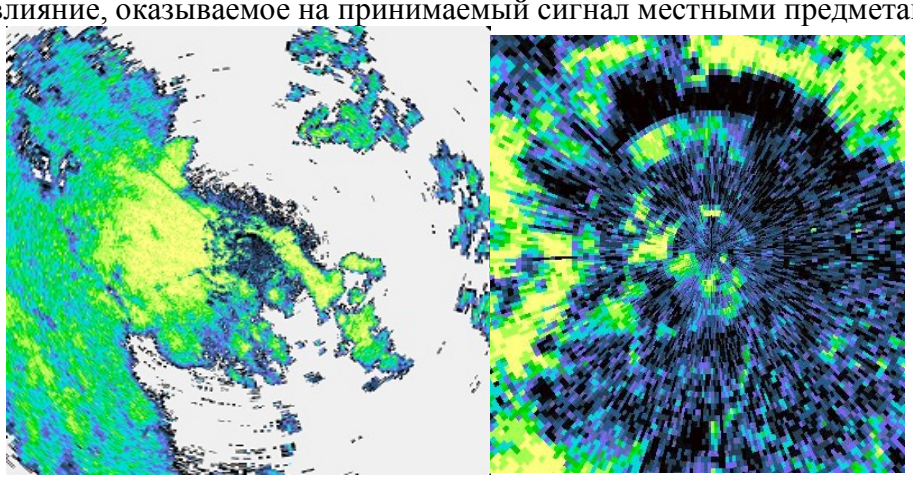


Рис.2. Карты коэффициента взаимной корреляции с фильтрацией отражений от местных предметов (слева) и без фильтрации (справа).

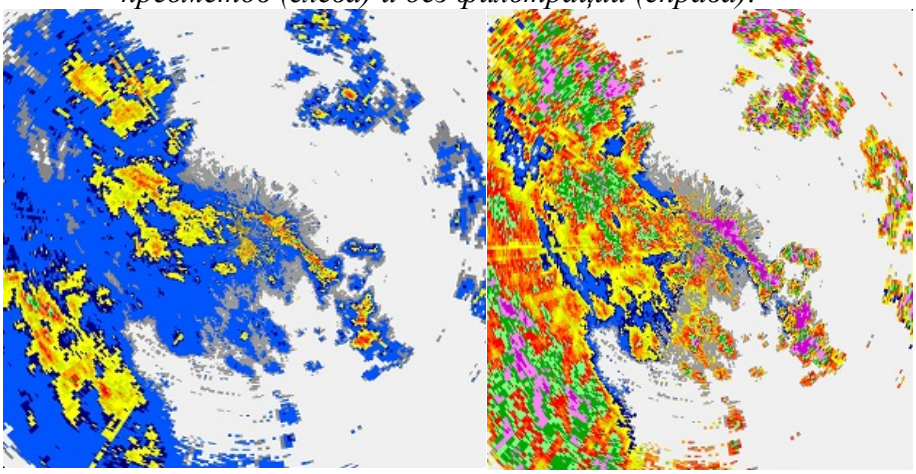


Рис. 3. Карты интенсивности осадков, рассчитанные новым методом, с учетом коэффициента взаимной корреляции (слева) и без (справа).

– Определение разности значений дифференциальной фазы в начале и конце выбранного участка. Проблема состоит в том, что указанный параметр есть величина случайная. Поэтому нередко получалось так, что ее значение в конце сегмента оказывалось меньше, чем в его начале. Решалась она аппроксимацией всех отсчетов на протяжении сегмента линейной зависимостью методом наименьших квадратов.

После решения перечисленных задач строилась вторая карта интенсивности осадков, которая сравнивалась с первой на предмет отсутствия грубых расхождений в получаемых результатах. Примеры пар карт приведены на рисунке 4.

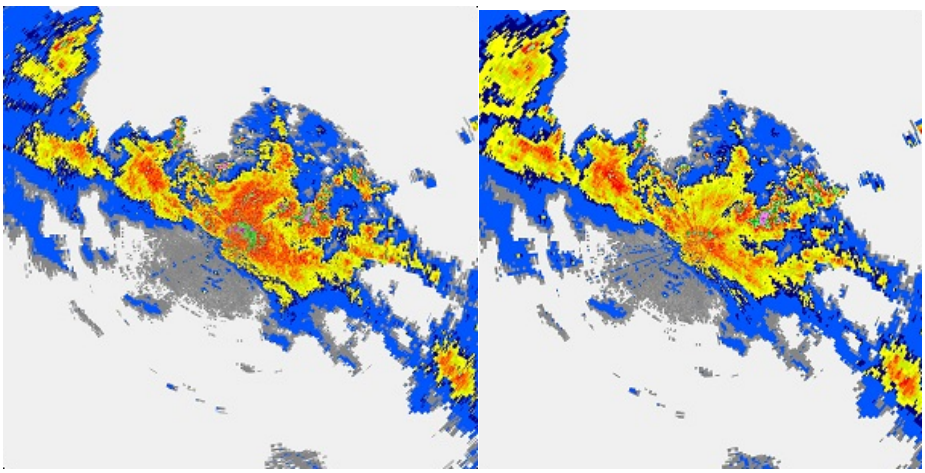


Рис. 4. Карты интенсивности осадков, рассчитанные по методу, основанному на распределении Маршалла-Пальмера (слева,) и новым методом (справа).

В итоге было констатировано, что карты в целом одинаково отражают распределение интенсивности осадков по просматриваемой площади, и не имеют серьезных отличий друг от друга.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных экспериментальных исследований позволяют заключить следующее:

1. Обработка данных системы первичной обработки радиолокатора ДМРЛ-С с целью определения интенсивности осадков методом Маршалла-Пальмера и новым методом с применением оценок поляризационных параметров принимаемого сигнала показала хорошее совпадение получаемых при этом карт и отсутствие серьезных расхождений между ними.
2. Для количественной оценки точности нового метода определения интенсивности осадков требуется организация эксперимента с использованием данных наземных осадкомеров и плювиографов.

Список используемых источников

1. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320-91. – Санкт-Петербург: Гидрометеоиздат, 1993
2. *Боровиков А.М., Костарев В.В.и др*. Радиолокационные измерения осадков. Гидрометеоиздат. Л.:1967.
3. *Степаненко В.Д*. Радиолокация в метеорологии. Л.: Гидрометеоиздат, 1966.
4. *Жуков В.Ю., Щукин Г.Г.* Современные проблемы метеорологической радиолокации./ Радиотехника и электроника. - 2016, том 61, № 10. - С. 927–939.
5. *A.Ryzhkov, M.Diederich, P.Zhang, C.Simmer* Potential utilization of specific attenuation for rainfall estimation, mitigation of partial beam blockage, and radar networking./ Journal of atmospheric and oceanic technology. - 2014, v.31. - P.599-619.

М. Ю. Ильин*;
Д. В. Клочков*;
А. А. Ким**
* ООО «НПП Лазерные системы», г. Санкт-Петербург;
** БГТУ «ВОЕНМЕХ» им. Д.Ф. Устинова, г. Санкт-Петербург.

ИМИТАЦИЯ АТМОСФЕРНОЙ ТРАССЫ ДЛЯ КОНТРОЛЯ ЭКСПЛУАТАЦИОННЫХ ХАРАКТЕРИСТИК МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ ЗОНДИРУЮЩИХ СИСТЕМ

Описан опыт разработки и использования поверочного стенда для контроля основных эксплуатационных параметров лидарных облакомеров, базирующийся на использовании многопетлевых оптоволоконных линий задержки. Приведена методика метрологически-достоверного измерения характеристик стенда. На основании полученных результатов предложены методы измерения и контроля эксплуатационных параметров лазерных когерентных доплеровских лидаров, а так же рассмотрена возможность использования тех же принципов с применением компонентов радиофотоники для радиочастотных метеорологических радаров, в т.ч. с когерентным гетеродинным приемом.

Ключевые слова: линия задержки, имитация атмосферной трассы, метеорологический лидар, контроль параметров оборудования.

ВВЕДЕНИЕ

Одной из основных проблем при разработке и эксплуатации метеорлогических зондирующих систем (лидаров, радаров, в т.ч. доплеровских) является невозможность объективного контроля их основных эксплуатационных параметров. Методики испытаний, применяемые к классическим дальномерам, могут быть применены к метеорологическим лидарам или радарам лишь в очень ограниченной мере, поскольку специфика работы последних заключается в фиксации обратно рассеянуого излучения от каждой точки атмосферной трассы. Поскольку невозможно создать эталонную атмосферную трассу, разработчикам радиолокационной и лидарной аппаратуры необходимо изыскивать полуэмпирические и расчетные методики подтверждения работоспособности и совмещать их с годовой опытной эксплуатацией под руководством контролирующих государственных органов. С другой стороны, разработка эталонов трассы зондирования и имитации на ней доплеровских смещений несущих частот радиолокатора или лидара – важный вопрос на пути к сертификации метеорологических зондирующих устройств как средств измерения и, соответственно, на пути их дальнейшего развития и внедрения.

ИМИТАЦИЯ АТМОСФЕРНОЙ ТРАССЫ

Первый опыт имитации параметров атмосферной трассы был получен при решении задачи метрологического обеспечения лазерного облакомера производства ООО «НПП Лазерные Системы», Санкт-Петербург. Для сертификации устройства как средства измерения требовалось разработать методику и оборудование для проведения поверочных и контрольных мероприятий, в частности, требовалось обеспечить контроль заявленных основных эксплуатационных параметров назначения.

К основным эксплуатационным характеристикам облакомеров относятся: максимальная дальность обнаружения облаков, пространственное разрешение, погрешность определения высот, величина мертвой зоны и количество регистрируемых слоев облачности. Некоторые типичные для такого класса оборудования эксплуатационные характеристики представлены в Таблице 1.

Таблица 1

Эксплуатационные характеристики некоторых лазерных облакомеров

	Дальность	Пространственное разрешение	Количество слоев облачности	Длина волны
Облакомер (НПП Лазерные Системы)	10 – 7 500м	10м	5+	1535нм
ДОЛ-2 (ЛОМО МЕТЕО)	10 – 3 000м	7,5м	Н/Д	910нм
CBME80 (ELIASSON)	10 – 7 500м	10м	до 3	910нм
CHM15k (LUFFT)	5 – 15 000м	5м	до 9	1064нм
ALC 30 (Degrean Horizon)	15 – 7 500м	15м	Н/Д	1535нм
CS-135 (Campbell Scientific)	15 – 7 500м	15м	Н/Д	1535нм
CL31 (Vaisala)	0 – 7 500м	15м	до 3	910нм

Поверить некоторый параметр измерительного оборудования означает проконтролировать результат его измерений в условиях, при которых измеряемый параметр может быть задан с точностью, как минимум в 3 раза превышающей точность поверяемого измерителя. В случае с лазерными облакомерами фактически требуется создать эталонные облака со строго определенными характеристиками, находящиеся на точно заданных высотах. Ввиду невозможности создания таких эталонов приходится прибегать к некоторым упрощениям и допускам. В частности, рассеивающее облако может быть заменено некоторым удаленным отражающим объектом-мишенью, при этом принцип прямого измерения расстояния до объекта сохраняется.

Поскольку принцип работы, как лазерных дальномеров, так и лидарных облакомеров, заключается в измерении времени распространения светового зондирующего импульса до объекта и обратно при известной скорости света в воздухе, возникает возможность от прямого измерения расстояний перейти к созданию временных задержек, эквивалентных времени прохождения светового импульса в атмосфере до объекта и обратно. В работе [1] описана методика, позволяющая осуществлять поверку лазерных дальномерных блоков с помощью линии задержки, выполненной в виде катушки с намотанным на нее оптическим волокном заданной длины. При этом излучение источника дальномерного блока вводится в линию, приобретает временную задержку при распространении в ней и выводится непосредственно в приемную апертуру посредством коллимирующей приемопередающей оптической системы. Для эффективного контроля эксплуатационных параметров облакомеров целесообразно обеспечить имитацию некоторой атмосферной трассы с расположенными на ней объектами так, чтобы зондирующий импульс контролируемого устройства за один цикл измерения был частично отражен (или обратно рассеян) от каждого из объектов. При этом расстояния между этими объектами следует выбирать таким образом, чтобы они располагались на границах мертвой зоны облакомера, на расстоянии номинального пространственного разрешения и на эквидистантных удалениях друг от друга вплоть до номинальной максимальной детектируемой дистанции. Иллюстрация подобной схемы приведена на рисунке 1. В идеальном случае на заданных расстояниях должны находиться объекты, по своим оптическим свойствам идентичные атмосферным облакам, но с точки зрения метрологии и контроля эксплуатационных параметров достаточно обеспечить отражения от твердых целей.

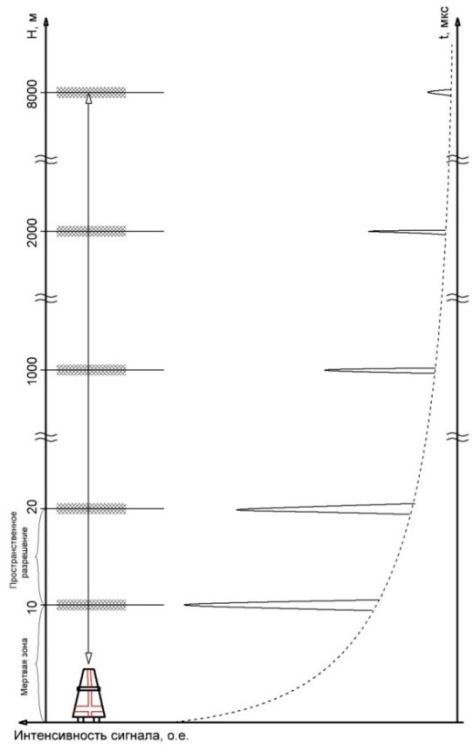


Рис 1. Имитируемая оптическая трасса

Реализация имитации такой оптической трассы описана в работах [2, 3] и сводится к созданию эталонных времен задержки при распространении светового зондирующего импульса облакомера в оптических волокнах заданной длины. При этом топология соединения волокон такова, что зондирующий импульс претерпевает многократное пространственное разделение, а для каждой его части создается определенная временная задержка. Иллюстрация приведена на Рис. 2.

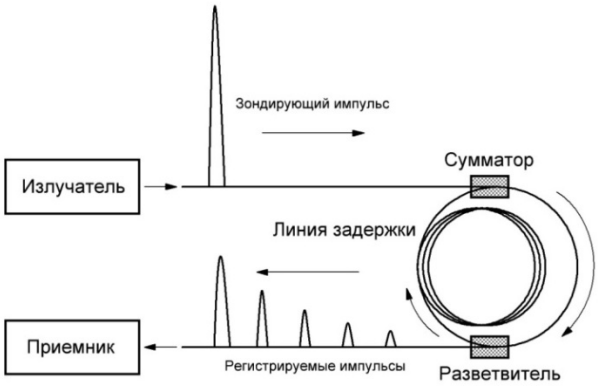


Рис. 2. Имитация атмосферной трассы в оптической кольцевой линии задержки

Распространение света в оптическом волокне аналогично прямому распространению в атмосфере и время прохождения (T_f) светового импульса определяется выражением:

$$T_f = \frac{l * N_{eff}}{c}$$

где l – длина оптического волокна, N_{eff} – эффективный показатель преломления, c – скорость света.

В случае многопетлевой имитационной линии с дискретными отрезками ln выходящая оптическая мощность P(l) может быть представлена следующим уравнением [2]:

$$P(l) = BX_n \alpha_n \left(\prod_{n=1}^{n} (1 - \alpha_{n-1}) \right) exp\left[-\alpha_f \sum_{n=1}^{n} l_n \right]$$

где B – аппаратная константа, α_f – коэффициент ослабления света в волокне, l_n – длина n-го оптоволоконного участка, α_n – коэффициент деления n-го оптического разветвителя, X_n – коэффициент дополнительной аттенюации n-го выходного плеча.

Таким образом, для контроля минимальной дистанции измерения, пространственного разрешения и максимальной дальности измерений необходимо создать как минимум три временных задержки распространения светового импульса, реализуемых в трех эквивалентных длинах оптических волокон:

для мертвой зоны облакомера: $l_{min} = \frac{2H_{min}}{N_{eff}}$

для пространственного разрешения: $l_{res} = \frac{2(H_{min} + H_{res})}{N_{eff}}$

для объекта на высоте H: $l_h = \frac{2H}{N_{eff}}$.

ИМИТАЦИЯ ДОПЛЕРОВСКОГО СМЕЩЕНИЯ ЧАСТОТЫ ПРИ ИЗМЕРЕНИИ СКОРОСТИ ВЕТРА В РАДИОДИАПАЗОНЕ

В радиолокационных системах для имитации трассы прохождения радиоизлучения можно сохранить преемственность метода, присущего оптическому диапазону длин волн. Применение элементной базы радиофотоники [4, 5] позволяет использовать оптическое волокно для контроля эксплуатационных параметров радарной техники. Ключевым элементом для реализации концепции является высокочастотный электрооптический модулятор (ЭОМ), который позволяет произвести амплитудную модуляцию оптического непрерывного излучения СВЧ сигналом $\nu \pm f_{свч}$..

Принципиально перейти от систем переноса радиосигнала на расстояние к системам с изменением частотных характеристик радиоимпульса поможет преобразование лазерного сигнала в оптическом волокне посредством акустооптического модулятора (АОМ). Внедрение в систему АОМ позволяет имитировать эффект доплеровского смещения частоты, что обеспечивает эталонный доплеровский сдвиг на требуемом расстоянии (времени задержки сигнала).

При неизменной длины волны света на низких звуковых частотах при малой длине акустического столба в АОМ направление распространения падающего света внутри области взаимодействия остается прямолинейным и оптическая неоднородность среды, связанная с изменением показателя преломления, влияет только на фазу свет, проведшего через акустический столб. Для света роль акустической волны в этом случае сводится к созданию движущейся со скоростью звука фазовой решетки с периодом, равным периоду звуковой волны. Известно, что при таком взаимодействии (дифракция Раманна – Ната) [6] спектр дифрагированного света точно передает спектральный состав звуковых колебаний.

Контроль точности измерения радиальной составляющей скорости может быть осуществлен путем включения в оптическую линию акустооптического модулятора, работающего в режиме дифракция Раманна – Ната. В результате работы драйвера пьезоэлектрического преобразователя, акустическое поле частоты f_{aom} может быть модулировано по амплитуде частотой эквивалентной частоте доплеровского смещения f_d. Спектр акустического сигнала представляет собой спектр амплитудно-модулированного сигнала со спектральной составляющей на частотах $f_{aom} \pm f_d$. Соответственно этим трем частотам поле дифрагированного света расщепится в пространстве на три компонента, распространяющиеся под разными углами φ:

$$E_1 = E_1(\varphi)\exp[i2\pi(\nu \pm f_{свч} + f_{aom} - f_d)t];$$
$$E_0 = E_0(\varphi)\exp[i2\pi(\nu \pm f_{свч} + f_{aom})t];$$
$$E_2 = E_2(\varphi)\exp[i2\pi(\nu \pm f_{свч} + f_{aom} + f_d)t].$$

Если дифрагированный свет направить на фотоприемник, то фототок будет содержать сигнал модулирующей частоты f_d одновременно с сигналом от радиолокационной станции $f_{свч}$.

Принципиальная схема устройства радиофотонной многопетлевой линии задержки для контроля и поверки технических параметров доплеровского радиолокатора представлена на рисунке 4.

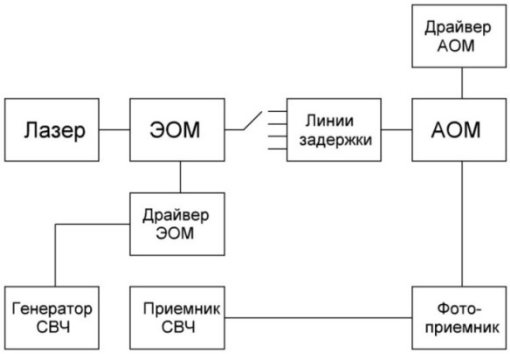


Рис. 4. Принцип работы эталона для проверки доплеровского радиолокатора

Непрерывное лазерное излучение модулируется СВЧ-сигналом с генератора, после чего поступает в одну из нескольких оптоволоконных линий временной задержки. Длина линий выбирается эквивалентной слепой зоне радара, пространственному разрешению и требуемой дистанции обнаружения объектов или дискретным отсчетам дистанции. Оптический сигнал поступает на AOM, где осуществляется частотный сдвиг, эквивалентный доплеровскому частотному сдвигу в атмосфере. Оптический сигнал с AOM поступает на фотоприемник, осуществляющий оптоэлектронное преобразование и выделяющий смещенный по частоте СВЧ-сигнал, который направляется на приемник СВЧ.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Описан опыт разработки и использования поверочного стенда для контроля основных эксплуатационных параметров лидарных облакомеров.
2. Приведена методика метрологического и достоверного измерения трасы зондирования с помощью оптического волокна.
3. Показана возможность использования принципов волоконной оптической задержки с применением компонентов радиофотоники для радиочастотных радаров с когерентным гетеродинным приемом.
4. Показана возможность имитации доплеровского смещения частот с помощью акустооптического модулятора при переносе СВЧ сигнала в оптический сигнал и обратно.

Список используемых источников

1. Виноградов Н. С.: Разработка методов метрологического контроля измерительных систем лазерного дальномер. Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата технических наук. ФГБОУВПО «СПбНИУ ИТМО», Санкт-Петербург 2012.

2. A. A. Kim, D. V. Klochkov, M. A. Konyaev, A. S. Mihaylenko, "Control of operating parameters of laser ceilometers with the application of fiber optic delay line imitation," Proc. SPIE 10466, 23rd International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 104662T (30 November 2017); doi: 10.1117/12.2285580

3. Ким А.А., Клочков Д.В. Патент на изобретение №2636797 «Способ контроля и поверки метрологического лидарного оборудования типа облакомер и устройство для его осуществления» от 19 января 2017.

4 О.Н. Егорова, М.Е. Белкин. Линия задержки СВЧ сигналов на основе многосердцевинного оптического волокна [Электронный ресурс]. URL: http://waves.phys.msu.ru/files/docs/2017/thesis/Section6.pdf

5. Щербаков В.В., Солодков А.Ф., Шелков Н.В., Озеров Ю.В. Экпериментальное исследование отечественного оптического волокна в составе волоконно-оптической линии задержки [Электронный ресурс] // Фотон-Экспресс: электрон. науч. журн. 2016. №1. С. 39-40. URL: http://www.centervospi.ru/articles/280

6. Магдич Л.Н., В.Я. Молчанов «Акустооптические устройства и их применение», Советское Радио, Москва, 1978 – 108 с.

Исмагилов В.С.,
Копытенко Ю.А.
СПбФ ИЗМИРАН, г. Санкт-Петербург

ШИРОКОПОЛОСНЫЕ УНЧ ВОЗМУЩЕНИЯ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В УЗКОЙ ПРИБРЕЖНОЙ ЗОНЕ ОХОТСКОГО МОРЯ

В узкой прибрежной зоне обнаружено увеличение интенсивности широкополосных УНЧ возмущений (F=0.001-0.1 Гц) электрического поля в периоды приливов и при усилении скорости ветра. На удаленной на 160 м от берега станции этот эффект ослаблен в 5-10 раз. Поскольку Земля имеет отрицательный электрический заряд, то над земной поверхностью в аэрозоли наблюдается превышение положительных зарядов над отрицательными. Плотность морской аэрозоли сильно падает при удалении от кромки воды. Во время приливов морская вода приближается к электродам теллурических линий, установленным на берегу, и плотность аэрозоли и зарядов над электродами возрастает. Предполагается, что наблюдаемые УНЧ возмущения вызываются перемещением неоднородностей электрических зарядов в аэрозоли над электродами теллурических линий. С усилением скорости ветра концентрация морской аэрозоли возле береговой линии и, следовательно, концентрация положительных зарядов возрастает и возрастает интенсивность УНЧ возмущений.

ВВЕДЕНИЕ

В сентябре 2017 г. СПбФ ИЗМИРАН провел экспериментальные работы на побережье Охотского моря (о. Сахалин). Регистрация данных выполнялась геофизическими станциями GI-MTS-1, расположенными непосредственно на берегу и в точке удаленной на 160 м от берега в лесном массиве. В состав каждой станции входили 3 трехкомпонентных магнитных датчика (Bx, By, Bz) торсионного типа и две горизонтальные теллурические линии длиной ~50 м (Ex, Ey). Ex компонента была направлена ортогонально берегу, Ey компонента – вдоль берега. Регистрируемые данные записывались на флэш-карту с дискретностью 50 Гц. Среднеквадратическая чувствительность магнитных датчиков составляла 2 пТл на частоте 1 Гц, чувствительность электрических датчиков – 0.1 мкВ/м.

В период эксперимента наблюдались разнообразные метеорологические условия. 18-19 сентября над расположением геофизических станций прошел центр тайфуна и скорость ветра достигала ураганной силы и превышала 30 м/с. Шторм на море достигал 7-8 баллов. В другие дни во время эксперимента ветер не превышал 5 м/с.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

На рис. 1 представлены динамические спектры спектральной плотности мощности горизонтальных компонент вариаций электрического поля (Ex, Ey – две верхние панели) и трех ортогональных компонент вариаций магнитного поля (H, D, Z - две нижние панели) на базовой точке, расположенной в 160 м от берега в течение 17 – 23.09.2017 г. в диапазоне частот – F = 0.001 – 0.1 Гц. На рисунке наблюдаются суточные усиления спектральной плотности мощности, хорошо видимые в низкочастотной части спектра как в магнитных, так и в электрических компонентах. Во время тайфуна 18-19 сентября наблюдается усиление спектральной мощности во всем исследуемом диапазоне частот.

На рис. 2 в тот же период времени и в том же диапазоне частот представлены динамические спектры спектральной плотности мощности горизонтальных компонент вариаций электрического поля (Ex, Ey – две верхние панели) и трех ортогональных компонент вариаций магнитного поля (H, D, Z - две нижние панели), расположенной на берегу возле кромки воды.

В отличие от рис. 1 на рис. 2 в возмущениях горизонтальных компонент электрического поля кроме суточных усилений спектральной плотности мощности во всем исследуемом диапазоне частот наблюдаются также и широкополосные УНЧ возмущения связанные с морскими приливами. Максимумы этих возмущений совпадают с максимумами приливов.

На рис. 3 из рисунков 1 и 2 выделена узкая спектральная полоса на частоте 0.05 Гц. На рисунке представлены: на верхних двух панелях – вариации H компоненты магнитного поля и вариации Ey компоненты электрического поля на удаленной на 160 м от берега точке, нижняя панель – вариации Ey компоненты электрического поля в точке, расположенной на берегу.

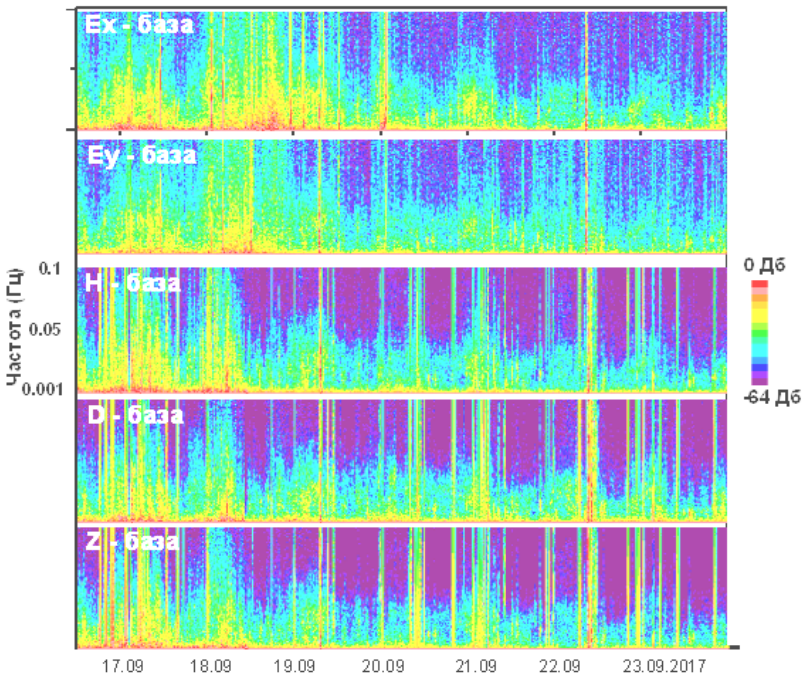


Рис. 1 - Динамические спектры горизонтальных компонент вариаций электрического поля (Ex, Ey – две верхние панели) и трех ортогональных компонент вариаций магнитного поля (H, D, Z - две нижние панели) на базовой точке, расположенной в 160 м от берега. 17 – 23.09.2017 г. Диапазоне частот – F = 0.001 – 0.1 Гц.

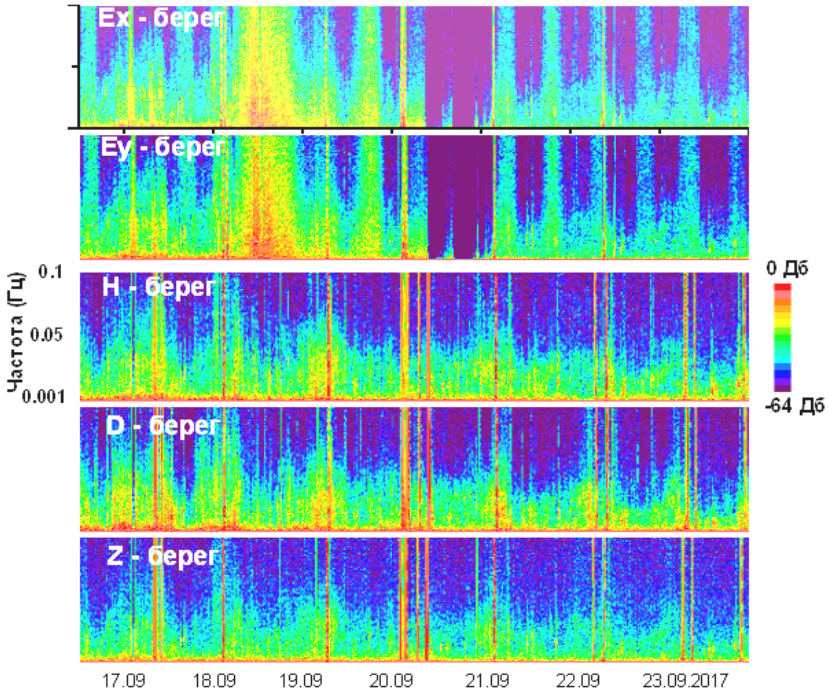


Рис. 2. Динамические спектры горизонтальных компонент вариаций электрического поля (Ex, Ey – две верхние панели) и трех ортогональных компонент вариаций магнитного поля (H, D, Z - две нижние панели) на базовой точке, расположенной на берегу. 17 – 23.09.2017 г. Диапазоне частот – F = 0.001 – 0.1 Гц.

Как видно из рис. 3 во время тайфуна максимальное значение спектральной мощности наблюдается в электрическом поле 18.09.2017 г. как на удаленной станции, так и на берегу, причем на береговой станции этот максимум на порядок выше.

В магнитном поле увеличение интенсивности вариаций значительно слабее. Вероятной причиной обнаруженных береговых эффектов является перемещение под воздействием ветра неоднородностей морской аэрозоли над электродами теллурических линий. Концентрация

аэрозольных частиц может достигать 10^{11} частиц в 1 м^3 при сильном шторме, но обычно, на 1 - 2 порядка меньше. Морская аэрозоль состоит, в основном, из частиц NaCl (73%) и $MgCl_2$

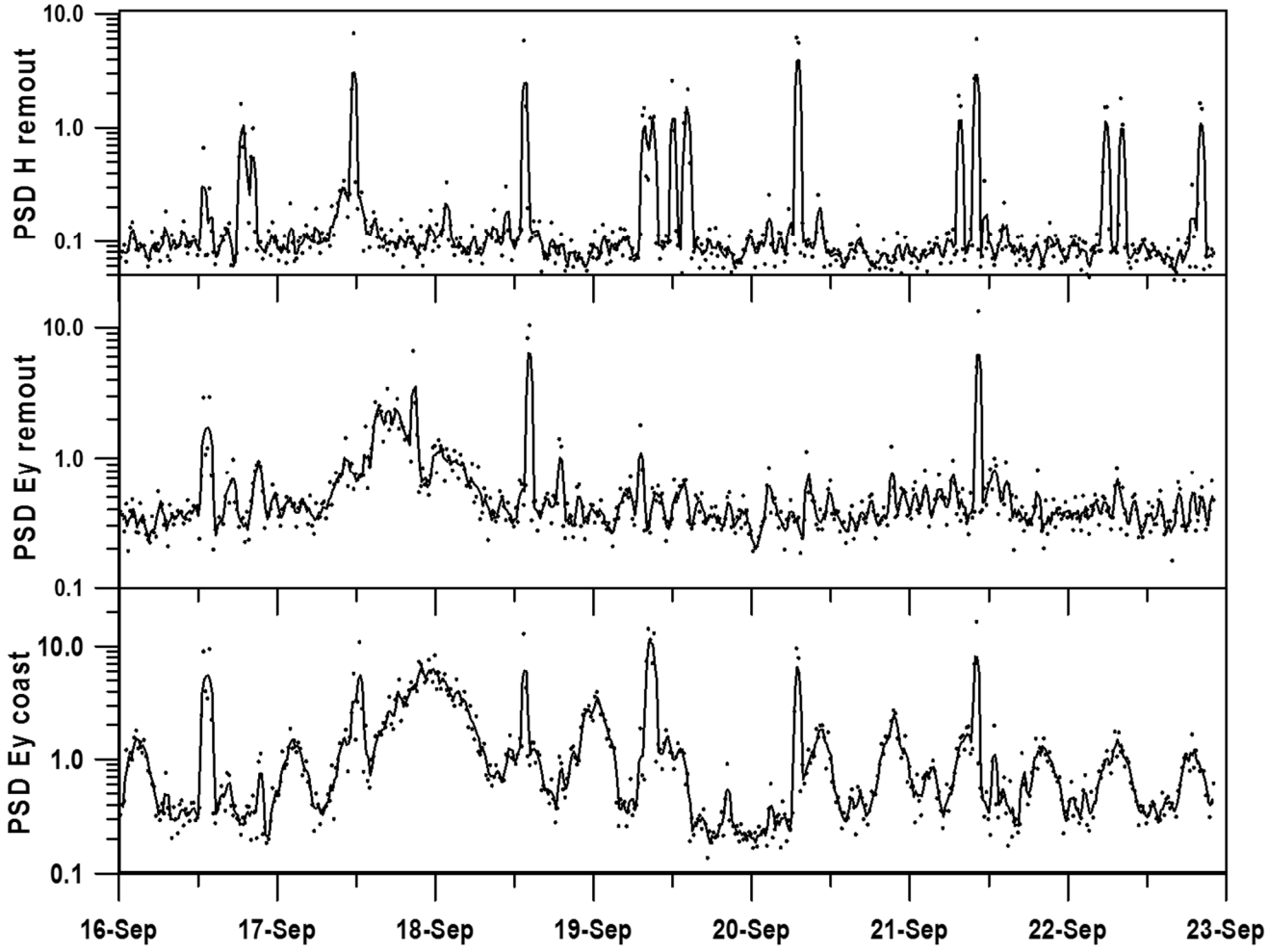


Рис. 3. Спектральная плотность мощности вариаций электрического поля на частоте 0.02 Гц. Верхняя панель – вариации H компоненты магнитного поля, средняя панель – вариации Ey компоненты электрического поля на удаленной на 160 м от берега точке, нижняя панель – вариации Ey компоненты электрического поля в точке, расположенной на берегу.

Часть этих частиц под воздействием естественной радиоактивности, ультрафиолетового излучения Солнца, столкновений, испарения и других причин приобретают электрический заряд. Земной шар заряжен отрицательно (~$7.4 \cdot 10^5$ Кл) и возле земной поверхности имеется направленное вниз электрическое поле напряженностью ~130 в/м, поэтому возле земной поверхности наблюдается ~20% превышение положительно заряженных частиц над отрицательными /1, 2/.

Распределение плотности аэрозоли, также, как и избыточных зарядов в ней, неоднородно, особенно на берегу, где сильны мелкомасштабные завихрения ветра, связанные с рельефом местности. Переносимые порывами ветра неоднородности положительного заря над электродом теллурической линии вызывают изменения потенциала электрического поля, регистрируемые прибором. При усилении ветра плотность морской аэрозоли и скорость переноса неоднородностей заряда возрастают, поэтому происходит усиление интенсивности вариаций электрического поля в прибрежной зоне. Плотность морской аэрозоли сильно падает при удалении от кромки воды, поэтому на удаленной от берега станции концентрация аэрозолей мала и берегового эффекта не видно. В магнитном поле связи вариаций с приливами не наблюдается, по-видимому, вследствие недостаточной чувствительности магнитных датчиков.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Обнаружено новое явление – генерация широкополосных УНЧ возмущений электрического поля в узкой прибрежной зоне моря. Эти возмущения не связаны с ионосферными источниками и вызываются перемещением под действием ветра неоднородностей электрического заряда в морской аэрозоли над электродами теллурических линий.

Список используемых источников

1 Ивлев Д.С., Довгалюк Ю.А. Физика атмосферных аэрозольных систем // СПб: НИИХ, СПбГУ, 1999, 194 стр.

2 Ивлев Д.С., Химический состав и структура атмосферных аэрозолей // Л. Изд. ЛГУ, 1982, 366 стр.

А.А. Калинкевич
кандидат физико-математических наук;
В.М. Масюк
кандидат физико-математических наук
Институт радиотехники и электроники им. В.А. Котельникова РАН, г.Москва

О ПРИНЦИПЕ ВЗАИМНОСТИ ПРИ БИСТАТИЧЕСКОЙ РАДИОЛОКАЦИИ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

При развитии бистатической радиолокации земной поверхности на основе параллельной регистрации данных встает вопрос о справедливости принципа взаимности. В природе существуют среды, в которых свойства распространяющей электромагнитной волны не зависят от направления ее распространения. В этом случае перестановка передатчика и приемника местами ничего не меняет. Для элементарных вибраторов и сверхширокополосных импульсов при условии $c\tau < L$ (τ - длительность импульса, L - размер антенны) нет причин, чтобы он нарушался. Если объект сложный, например, поверхность Земли с растительностью, различными объектами на ней проблема остается открытой. Целью настоящей работы является дальнейшее развитие метода бистатической радиолокации, изложенного в [1,7,8].

Ключевые слова: бистатическая радиолокация, принцип взаимности, распространение радиоволн, сверх-широкополосные сигналы, поверхность Земли.

ВВЕДЕНИЕ (ПРИНЦИП ВЗАИМНОСТИ)

Согласно принципу взаимности, существуют среды, в которых распространяются электромагнитные волны, что их свойства не зависят от направления распространения волны. Такие цепи и среды называются Взаимными. Существуют цепи и среды, свойства которых зависят от направления распространения волны или направления протекания тока. Эти цепи и среды называются Невзаимными. В соответствии с этим встает вопрос: Широкополосный сигнал, распространяющий от антенны радиолокационного устройства, расположенного в точке O_1, - сложный объект - до антенны другого радиолокационного устройства, расположенного в точке O_2, будет эквивалентен сигналу, распространяющемуся от антенны в точку O_2 - сложный объект - до антенны в точке O_1 ? (Рис.1) (под сложным объектом мы подразумевает земную поверхность с растительностью, постройками и различными объектами и т.д.) Для простых объектов типа диэлектрических цилиндров, конусов, несимметрично расположенных по отношения к приемной и передающей антенн расчеты показывают, что принцип взаимности справедлив [1]. Для сложных объектов данная проблема по мнению специалистов слишком серьезная и их мнения по данному вопросу расходятся, несмотря на то, что в ряде работ [2,3-5] доказывается, за исключением некоторых случаев [2], что принцип взаимности должен выполняться. Специалистов смущает сложность объекта. Для ряда специалистов он кажется очевидным - принцип взаимности не справедлив. В работе [2] рассматривается случай, когда в теории антенн при использовании широкополосных сигналов принцип взаимности может нарушаться в основном из-за нелинейности антенных трактов.

ВАРИАНТ БИСТАТИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЯ ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Вопросы проектирования и оценки эффективности современных систем радиолокации практически невозможно решить без априорного знания характеристик рассеяния объектов локации мерой объекта рассеивать электромагнитную волну является эффективная площадь рассеяния (ЭПР). ЭПР объекта зависит от его формы, размеров, материала, из которого он изготовлен, от его ориентации по отношению к антеннам передающей и приемной, от длины волны зондирующего радиосигнала. ЭПР зависит от направления от рассеивателя на источник зондирующего радиосигнала и направления в точку наблюдения. Поскольку эти направления могут не совпадать (в общем случае источник зондирующего сигнала и точка регистрации рассеянного поля разнесены в пространстве), то определенная таким образом ЭПР называется *бистатической ЭПР*. В большинстве случаев ЭПР объектов рассчитывается теоретически при облучении плоской монохроматической волной; не рассматриваются вопросы влияния

широкополосности импульсного сигнала на вид ЭПР (данный вопрос представляет наибольший интерес для бистатической и многопозиционной радиолокации). Информация измерения ЭПР объектов в натурных условиях авторам неизвестна. Работа бистатической радиолокации основывается на активно-пассивном методе, т.е. одна РЛС работает в активном режиме (на излучение или на излучение-прием) другая в пассивном - только на прием [1]. Известны бистатические радиолокационные станции (РЛС), реализующие метод радиолокации "на просвет", основанный на просветном эффекте. Другое направление основано на излучении и приеме сигналов (амплитуд и доплеровских частот) системами РЛС, разнесенных в пространстве и совместной обработкой их для получения информации о скорости и дальности до цели. Направленность данных работ связана с обнаружением движущихся целей (самолетов, крылатых ракет, морских судов, объектов типа Стелс).

Для радиолокации, предназначенной для обзора Земной поверхности характерным является как обнаружение отдельных целей, так и построение карт отражательной способности с некоторой разрешающей способностью. В [1] делается попытка создания двухпозиционной РЛС для обзора выбранного участка подстилающей поверхности с неподвижных носителей. При этом рассматривается развитии бистатической радиолокационной системы, функционирующей как в активно-пассивном, так и в активно-активном режимах.

Пусть в точках O_1 и O_2 (рис.1а) расположены две радиолокационные станции работающие в импульсном режиме с длительностью импульса τ относительно широкие диаграммы направленности (ДНА). Одна из РЛС работает в режиме передача - прием, другая только на прием. Режим работы приемно-передающих станций чередуется. При излучении импульсного сигнала по поверхности будет распространяться «кольцо» с площадью S_1 от приемо-передающей станции, расположенной в т. O_1, отражение от которого определяет в принимаемый сигнал U_1. Сигнал V_1, который будет принимать РЛС, расположенная в т. O_2, соответствует другой площади поверхности S_2, это эллипсоидальное кольцо (см рис.1 б,в). Сигналы от различных участков площадей S_1, S_2 случайны и независимы между собой, за исключением общей части. Первоначально при рассмотрении построении такого типа радиолокации были два принципиальных вопроса: Как выполнить моделирование отражение от суммы различных типов земной поверхности, которые соответствуют поверхностям S_1, S_2?; Можно ли выделить сигнал, соответствующий общей части их пересечения? В [7-8] было показано, что при выполнении ряда условий это возможно. Для этого требуется: а) Использовать сверхширокополосные СВЧ импульсы. Это условие необходимо для того, чтобы размер элемента пересечения (D) был мал (ширина лепестка обратного отражения (γ) была достаточно широкой ($\gamma \approx \lambda/D$) рис.1) б). Передающие и приемные устройства должны работать в режиме строгой синхронизации. в) Накладываются высокие требования на много разрядность и быстродействие оцифровывающих систем, а также производительность цифровых систем обработки.

При рассмотрении создания такой системы дополнительно возникла проблема: в случае, когда роль станций меняется, для подобной временной ситуации эллипсоидальное кольцо остается тем же самым и при выполнении принципа взаимности $V_1 = U_2$.

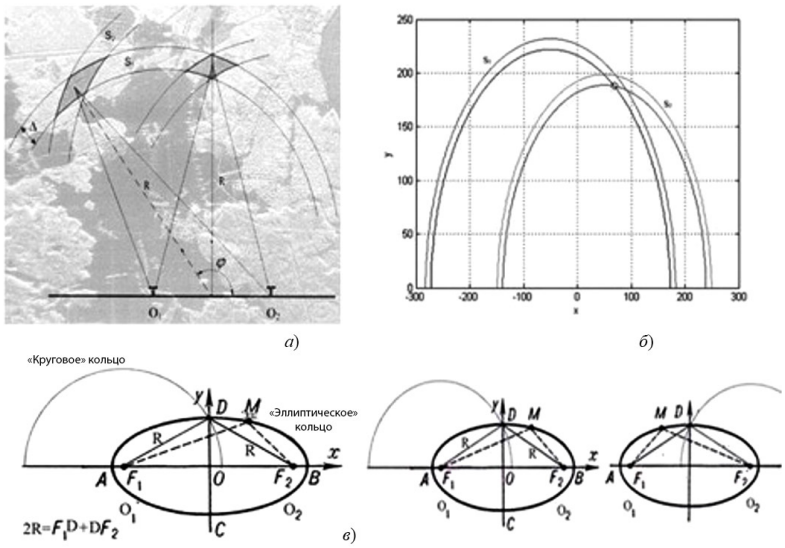


Рис.1. Формирование сигналов для двух РЛС при бистатической радиолокации
а) пересечение импульсов излучения происходит в области S,
б) с учетом временных задержек излучения и приема импульсов в двух РЛС можно осуществить сканирование по пространству,
в) при смене режимов работы этих станций 1) $U_1 \neq U_2$, 2) $V_1 \neq V_2$, но 3) $V_1 = U_2$.
Если случаи 1) и 2) очевидны, то случай 3) зависит от справедливости принципа взаимности для сложной цели.

Сотрудники ИРЭ им. В.А. Котельникова совместно с представителями СКБ ФИРЭ РАН теоретически рассмотрели возможность создания макета бистатической радиолокационной установки. Однако по ряду причин создание макета оказалось для нас в настоящее время невозможным. Одновременно с этим был выполнен эксперимент в оптическом диапазоне.

ЭКСПЕРИМЕНТ ДЛЯ РАССМОТРЕНИЯ ПРИНЦИПА ВЗАИМНОСТИ В ОПТИЧЕСКОМ ДИАПАЗОНЕ.

Эксперимент был выполнен в ночное время, схема эксперимента представлена на рис.2а. В точках А и Б были на штативах расположены фотоаппараты с устройствами для подсветки.

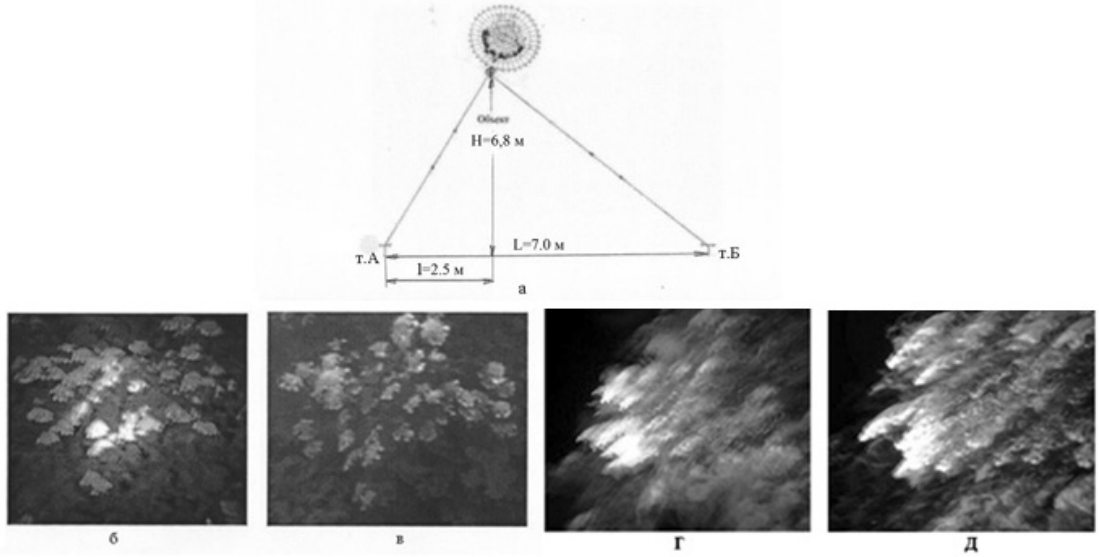


Рис.2. Схема проведения эксперимента (а). Первичные результаты фотосъемки
б) съемка в точке А, подсветка из точки А; в) съемка в точке Б, подсветка из точки Б;
г) съемка в точке А, подсветка из точки Б; д) съемка в точке Б, подсветка из точки А.

В качестве объекта был выбран отдельно расположенный куст, представляющий объемный элемент исследования. В соответствии со схемой проведения эксперимента выполнялись 4

съемки, расшифровка которых приведена на рис. 2 *б-д*. *Необходимо отметить, что при использовании бистатической радиолокационной аппаратуры РЛИ будут существенно отличаться от фото изображений.* В первую очередь нас представляют интерес изображения, представленные на рис.2 *г,д*, полученные с двух взаимно расположенных направлений. Как видно, имеются различия в масштабе, яркости и небольшие изменения в ракурсе. Также априорно понятно, что из-за разных ракурсов и наклона камеры могут возникать и другие типы искажений. Если бы были выставлены на объекте некоторые реперные объекты, то задача приведения двух изображений к одному формату для последующего определения коэффициента корреляции не представляло бы труда. Однако даже на этом этапе было сделано предположение, что в реальных ситуациях таких ярко выраженных реперов нет. Одним из первых этапов является приведение изображений к единому масштабу и яркости (данный этап, с некоторыми модификациями, будет справедлив и для радиолокационных измерений). При этом был использован следующий подход:

1. Выделяем контур изображения, используя реализацию в Matlab алгоритма Канни [8, 9].
2. Для отслеживания границ на изображении используем стандартные функции Матлаб [10]. В результате получаем координаты центра и основные признаки объектов. Результат несколько непредсказуем, поскольку чувствителен к яркости изображений, но основная область выделяется отчетливо.
3. Меньшее изображение выбираем в качестве шаблона.
4. К большему изображению применяем необходимые линейные трансформации (масштаб, смещение, поворот) по результатам, полученным в п.1. и п.2.
5. Полученные изображения, пронормируем по яркости – при этом выравниваются гистограммы яркостей.
6. Полученные коэффициент корреляции на данном шаге алгоритма: r = 0.588.
7. Следующий этап – учет ракурса съемки, при этом желательно знать реперные (калибровочные) точки, позиции облучения и точки съемки. Тогда можно применять математический аппарат коррекции перспективных искажений [11]. К сожалению, даже обладая данной априорной, сложно сказать об отражательной способности элементов. В частном случае, для выполнения этой операции можно выделить небольшую значимую область (например, части изображений с максимально яркими границами). Как показали вычисления на малом участке, корреляционная обработка дает значение r = 0.703.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На примере, оптических изображений объемного сложного объекта, полученных при перекрестной съемке из двух точек наблюдения (изображения получаются в соответствии законами геометрической оптики), показано, что принцип взаимности справедлив. Авторы понимают, что при бистатической радиолокационной съемке методом, предложенным в работах [1,6,7], радиолокационные изображения получаются как с учетом законов геометрической оптики, так и законами дифракции, а также при отсутствии экспериментальных данных проблема о справедливости принципа взаимности остается открытой. В настоящее время за рубежом начинают проводиться workshop(ы), касающихся успехов, проблем и дальнейшего развития бистатической радиолокации *http://workshops.fhr.fraunhofer.de/pclfocusdays*.

Список используемых источников

1. *Калинкевич А.А., Масюк В.М., Плющев В.А., Рыжов И.Ю.* Рассмотрение принципа взаимности при развитии метода бистатической радиолокации для исследования земной поверхности // Материалы Всероссийской научной конференции «Современные проблемы дистанционного зондирования, радиолокации, распространения и дифракции радиоволн» ISSN 2304-0297 (CD-ROM) С.401-409.
2. *Зайцев А.В., Иммореев И.Я.,* Границы применения принципа взаимности в теории антенн при излучении и приеме сверхширокополосных сигналов // Международная конференция

"Сверхширокополосные и ультракороткие импульсные сигналы" (UWBUSIS'04), 19 - 22 сентября, Севастополь, Украина, 2010-01-08.

3. *Фельд Я.Н.,* Теорема взаимности в электродинамике для неустановившихся процессов // Док.Акад.Наук СССР, 1943, Том 41, №7, с.294-297.

4. B.Ru-Shao Cheo, A Reciprocity Theorem for Electromagnetic Field with General Time Dependence, IRE Trans. On Antennas and Propagation, March 1965, pp.278-284

5. *Фельд Я.Р.,* Теоремы и задачи нестационарных процессов электродинамики, Радиотехника и электроника, 1993, №1, с. 38-48.

6. *Калинкевич А.А., Масюк В.М., Короткий О.А.,* О возможности бистатической радиолокации земной поверхности // Вопросы радиоэлектроники. 2017. № 6.

7. *Калинкевич А.А., Масюк В.М., Короткий О.А.,* Подход к моделированию и анализу результатов бистатической радиолокации земной поверхности//Вопросы радиоэлектроники. 2017. № 6.

8. *John Canny, A Computational Approach to Edge Detection* // IEEE Transactions On Pattern Analysis And Machine Intelligence, Vol. Pami-8, NO.6, NOVEMBER 1986.

9. Детектор границ Канни. [Электронный ресурс].– Режим доступа: https://habrahabr.ru/post/114589/ (дата обращения 10.03.2018).

10.Анализ изображений/Image Processing Toolbox [Электронный ресурс].– Режим доступа: http://matlab.exponenta.ru/imageprocess/book5/5_5.php (дата обращения 10.03.2018).

11. *Роджерс Д., Адамс Дж.* Математические основы машинной графики. М.: Мир, 2001. 604 с.

А.Н. Караштин*,
доктор физико-математических наук;
Ю.В. Шлюгаев**,
кандидат физико-математических наук;
А.А. Булатов**;
О.С. Караштина*;
Ф.А. Кутерин**;
П.А. Микрюков**
* Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г.Нижний Новгород
** Институт прикладной физики РАН, г.Нижний Новгород

СУБМИКРОСЕКУНДНОЕ РАДИОИЗЛУЧЕНИЕ ГРОЗОВОГО ОБЛАКА

Представлены результаты квазинепрерывных наблюдений радиочастотного излучения близких гроз с высоким временным разрешением. Обнаружено, что излучение существует на временных интервалах в доли секунды, разделенных интервалами того же порядка длительности, возникает внезапно, представляет собой преимущественно последовательность субмикросекундных биполярных импульсов, разделенных временными интервалами в единицы и десятки микросекунд, и имеет место не только в процессе развития молниевых разрядов, но и в промежутках между ними.

Ключевые слова: атмосферное электричество, радиоизлучение, гроза, грозовое облако, молния.

ВВЕДЕНИЕ

Наблюдения радиоизлучения в различных диапазонах длин волн широко используются для изучения процессов возникновения и развития молниевых разрядов. В предыдущих работах на основе регистрации радиоизлучения молниевых разрядов в широком диапазоне частот с высоким временным разрешением нами было показано существование очень коротких, субмикросекундных, биполярных радиоимпульсов на начальной стадии развития молнии [1,2]. Детальный анализ показал, что такие импульсы преобладают в радиоизлучении разряда в коротковолновом диапазоне частот во все время его развития, исключая стадию возвратного удара [3]. Вместе с тем все выполненные до сих пор наблюдения были синхронизированы именно к разрядам молний, и не проводились в промежутках между ними. В настоящей работе впервые представлены аналогичные [1-3] измерения, выполненные в течение всей грозы почти непрерывно.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ

Наблюдения радиоизлучения близких гроз проводились в приемном пункте с координатами 56.15N, 44.32E (Нижегородская область) с использованием установки регистрации волновой формы излучения, перекрывающей диапазон частот от 50 кГц до 30 МГц. Был использован один из антенных модулей системы, аналогичной описанной в [1,2]. В качестве приемного устройства использовалась одна из рамочных антенн модуля с соответствующим согласующим усилителем, который был подключен к записывающему устройству, состоящему из 14-разрядного аналого-цифрового преобразователя с частотой преобразования 50 МГц и системы RAID из 4 жестких дисков. Эта система позволяла записывать одноканальные данные квазинепрерывно в течение нескольких часов с потерей приблизительно 3-5% данных. Потери данных в процессе записи происходили случайным образом блоками размером 16 МБ, соответствующими примерно 160 миллисекундным интервалам пропущенных данных. Непрерывность записи (позиции интервалов пропущенных данных) контролировалась в процессе обработке данных в основном по сигналам радиостанции РВМ, передающей эталонные сигналы частоты и времени. Кроме того, для этой же цели использовались сигналы несущих частот нескольких радиостанций. Сигналы радиостанций извлекались непосредственно из полученной записи путем соответствующей фильтрации.

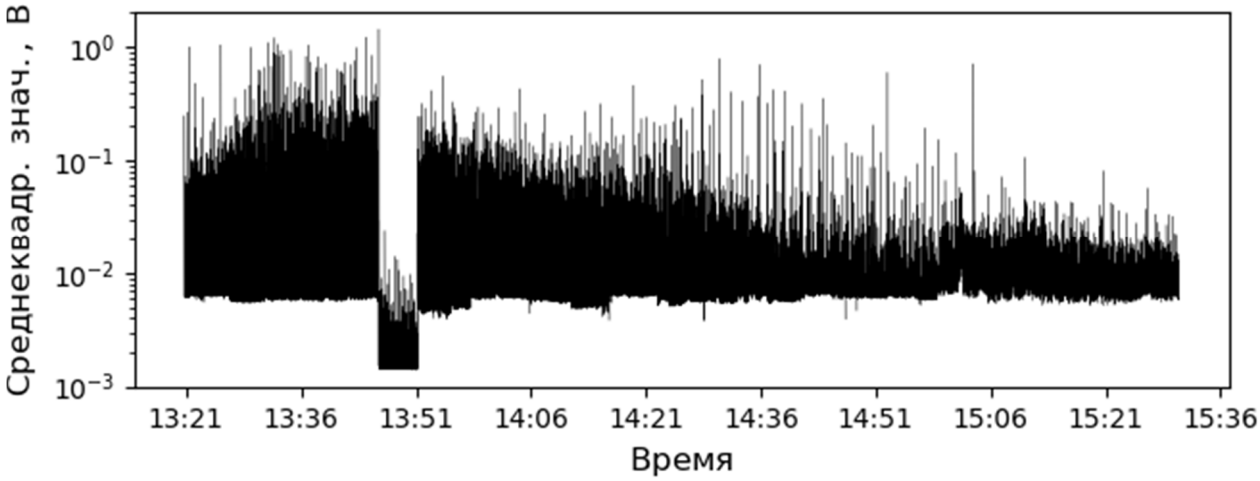


Рис.1. Квазинепрерывная запись радиочастотного излучения грозового облака — среднеквадратическое значение принятого сигнала с временем усреднения 1 мсек. Провал в записи между 1000 и 2000 секундами соответствует отключению питания антенного модуля

В настоящей работе рассматриваются данные, полученные 22 июня 2016 года в течение более чем двух часов, начиная примерно с 13:20:43. Начало записи соответствует стадии развития грозы, предшествовавшей ее максимальной интенсивности, и закончилась почти полным прекращением грозовой активности. Длительность наблюдений составила приблизительно 2 часа 9 минут 46 секунд, а потеря данных примерно 4 минуты 53 секунды (около 3,76%). На рисунке 1 показано поведение среднеквадратического значения принятого сигнала за все время наблюдений, усредненного на интервалах в 1 миллисекунду.

В процессе записи была проведена проверка, не является ли записываемый сигнал наводкой на (довольно длинный) кабель, соединяющий антенну с регистрирующим устройством. Для этого во время записи на время примерно 5 минут было отключено питание антенного блока (соответствует провалу в записи сигнала на рисунке 1). В результате было установлено, что наводки на кабель по крайней мере на 40 дБ ниже уровня сигнала с антенны.

На рисунке 2 показана непрерывная часть записи, соответствующая временному интервалу в 10 секунд в период максимальной интенсивности грозы. Он представляет типичное поведение радиоизлучения грозового облака в течение всей грозы. Из рисунка 2 видно, что излучение существует на временных интервалах с характерной длительностью в доли секунды, разделенных интервалами примерно той же продолжительности, когда излучение (на уровне чувствительности приемного устройства) отсутствует. Излучение начинается всегда внезапно и не проявляет признаков постепенного развития. По данным Нижегородской региональной грозопеленгационной системы в представленный на рисунке 2 период времени в зоне действия установки произошел только один разряд молнии примерно через 9 секунд после начала записи на расстоянии более 100 км от пункта наблюдения. Таким образом, довольно интенсивное радиоизлучение от грозового облака наблюдается и в промежутках между молниями. По мере уменьшения интенсивности грозы длительность периодов излучения остается одной и той же, а интервалы между ними увеличиваются.

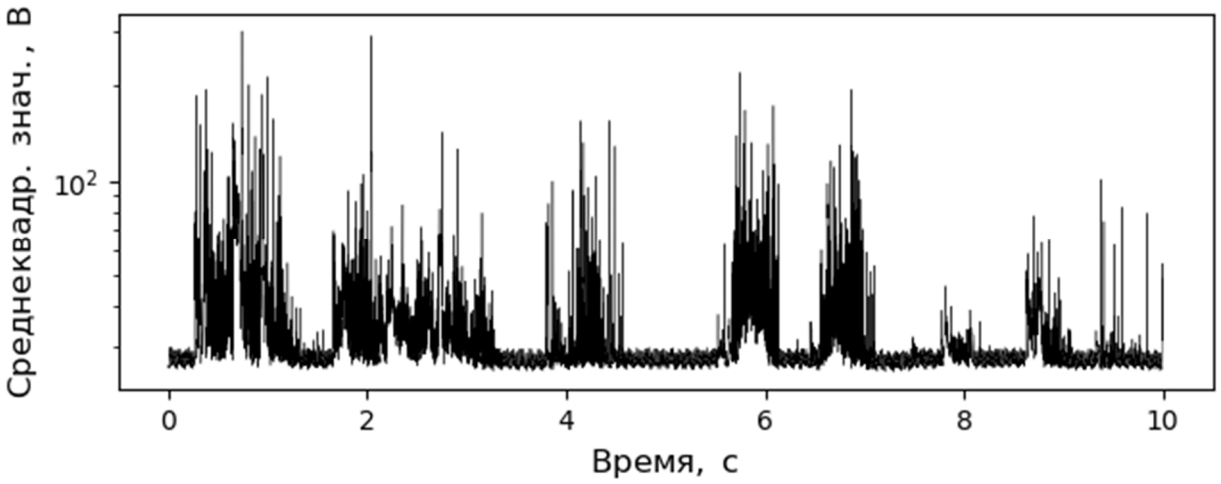


Рис.2. Фрагмент непрерывной записи радиоизлучения грозового облака, показанного на рисунке 1, длительностью 10 секунд

Для выделения интервалов сильного излучения грозового облака, которое носит преимущественно импульсный характер, предложено два признака наличия в радиоизлучении редких импульсов. Первый из них основан на различии среднеквадратических и абсолютных медианных значений сигналов разного типа. Для гауссовского шума отношение этих величин составляет$\left(\sqrt{2}\mathrm{erf}^{-1}(1/2)\right)^{-1} \approx 1.4826$, где $\mathrm{erf}^{-1}(x)$— обратная функция ошибок, для гармонического сигнала — 1, а для редких импульсов в отсутствии шумов стремится к бесконечности. Таким образом, высокое значение отношения среднеквадратического значения к абсолютному медианному является признаком импульсного характера сигнала. На рисунке 3 представлено отношение среднеквадратического и абсолютного медианного значения сигнала, представленного на рисунке 2.

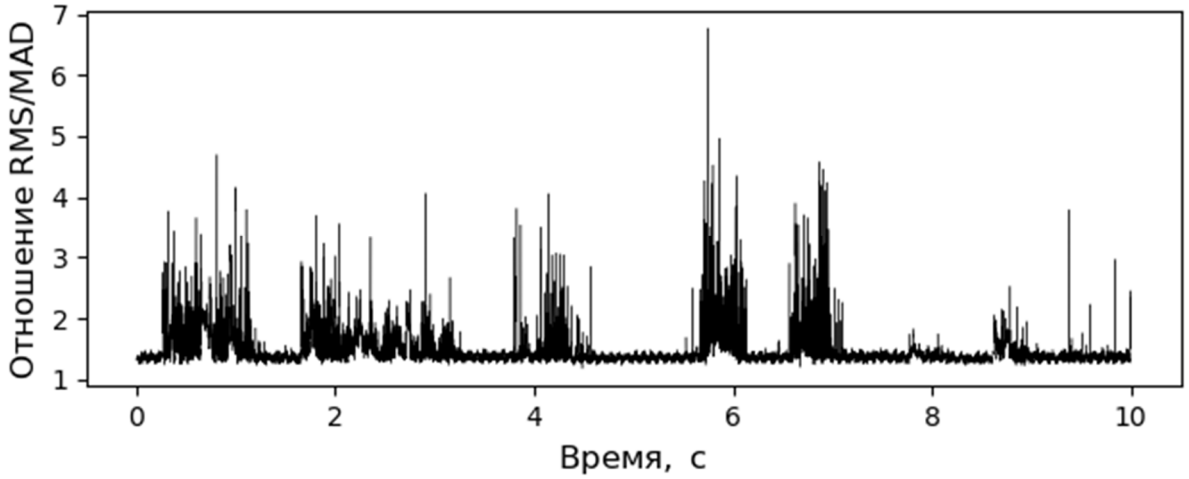


Рис.3. Отношение среднеквадратического (RMS) и абсолютного медианного (MAD) значений радиоизлучения грозового облака для фрагмента, представленного на рисунке 2

Другим признаком наличия импульсного сигнала является существенное увеличение коэффициента эксцесса распределения значений сигнала, который характеризует остроту функции распределения. Для гауссовского шума он равен 3, а для гармонического сигнала — 1,5. Для импульсного сигнала этот коэффициент должен быть существенно больше. На рисунке 4 показано значение коэффициента эксцесса для того же сигнала, представленного на рисунке 2.

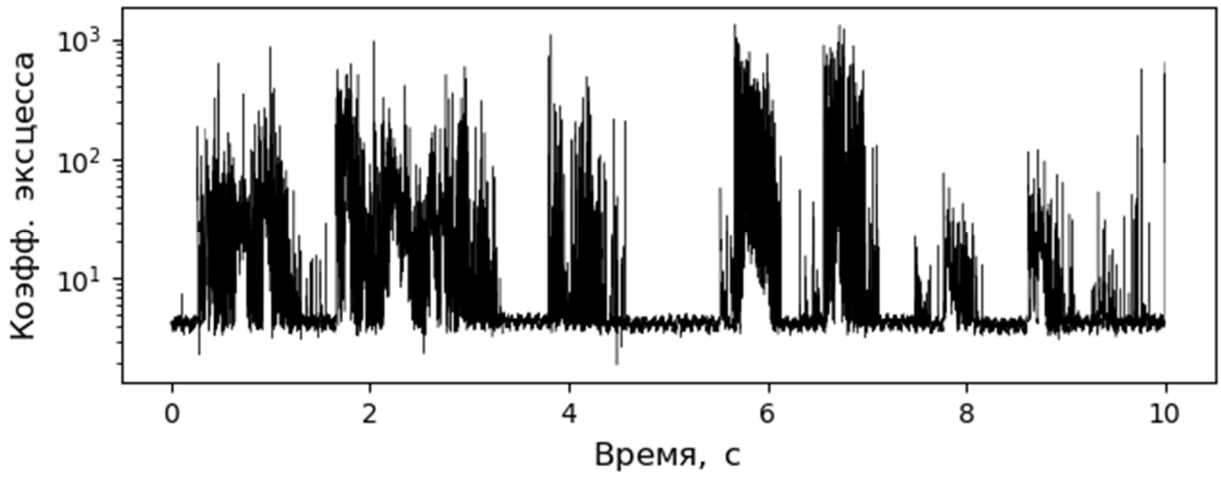


Рис.4. Коэффициент эксцесса радиоизлучения грозового облака для фрагмента, представленного на рисунке 2

Сопоставление рисунков 3 и 4 показывает, что коэффициент эксцесса является более ярким признаком наличия импульсного излучения. В то же время по соотношению между среднеквадратическим и абсолютным медианным значениями можно судить о распределении энергии между импульсным и квазинепрерывным компонентами радиоизлучения молниевого разряда.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Впервые приведены данные квазинепрерывных наблюдений радиоизлучения грозовых облаков в широком диапазоне частот с субмикросекундным временным разрешением. Показано, что (на уровне чувствительности используемой установки) излучение грозового облака существует на временных интервалах в доли секунды, разделенных промежутками примерно той же длительности. Оно представляет собой преимущественно последовательность коротких биполярных импульсов, возникает внезапно без признаков постепенного развития. Хотя такое излучение всегда имеет место при возникновении и развитии молнии, оно появляется и в промежутках между ними. Форма и длительность наблюдаемых импульсов, а также их интенсивность соответствуют теории пробоя на убегающих электронах при прохождении широких атмосферных ливней, вызванных космическими лучами, через область интенсивного электрического поля внутри грозового облака в присутствии гидрометеоров [4]. При этом данный процесс далеко не во всех случаях приводит к возникновению молниевого разряда, но является необходимой предпосылкой для этого. Внезапность возникновения излучения может свидетельствовать о том, что весь процесс инициируется прохождением частицы довольно высокой энергии, по оценкам порядка10^{16}эВ, а в дальнейшем поддерживается широкими атмосферными ливнями, вызываемыми частицами существенно меньших энергий$\gtrsim 10^{14}$эВ, проходящими через уже ионизированную область грозового облака.Разработка моделей ионосферы для последующего решения прикладных задач по распространению радиоволн в широком диапазоне частот является сложной проблемой из-за многообразия гелиогеофизических факторов, влияющих на поведение среды.

Список используемых источников

1. *Gurevich A.V., Duncan L.M., Karashtin A.N., Zybin K.P.* Radio emission of lightning initiation // Phys. Lett. A. — 2003. — V. 312, № 3 – 4. — P. 228 – 237.

2. *Караштин А.Н., Шлюгаев Ю.В., Гуревич А.В.* Коротковолновое радиоизлучение молнии // Изв. ВУЗов. Радиофизика. — 2005. — Т. 48, № 9. — С. 800 – 809.

3. *Gurevich A.V., Karashtin A.N.* Radio emission structure of cloud-to-ground lightning discharge // Phys. Lett. A. — 2011. — V. 375, № 7. — P. 1128 – 1134.
4. *Gurevich A.V., Karashtin A.N.* Runaway breakdown and hydrometeors in lightning initiation // Phys. Rev. Lett. — 2013. — V. 110, № 18. — P. 185005.

А.Н. Караштин*,
доктор физико-математических наук;
Ю.В. Шлюгаев**,
кандидат физико-математических наук;
А.А. Булатов**;
О.С. Караштина*;
Ф.А. Кутерин**;
П.А. Микрюков**
* Научно-исследовательский радиофизический институт ННГУ им. Н.И. Лобачевского, г.Нижний Новгород
** Институт прикладной физики РАН, г.Нижний Новгород

РАДИОИНТЕРФЕРОМЕТР С МАЛОЙ БАЗОЙ ДЛЯ КАРТИРОВАНИЯ БЛИЗКИХ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ

Создана установка картирования молниевых разрядов близких гроз, основанная на регистрации волновой формы их радиоизлучения, а именно, субмикросекундных биполярных импульсов, наблюдающихся на всех этапах развития молнии, исключая возвратный удар.

Ключевые слова: атмосферное электричество, радиоизлучение, гроза, молния, картирование молниевых разрядов.

ВВЕДЕНИЕ

Системы трехмерного картирования грозовых разрядов используются преимущественно для изучения начальной стадии пробоя в облаке, а также геометрии молниевых разрядов. Первой такой системой явилась система LMA в Нью-Мексико, описанная в [1], которая представляла собой многопунктовую пеленгационную систему разностно-дальномерного типа с рабочей частотой 60 МГц и разнесением приемных пунктов на значительные (километровые) расстояния. Эта система непрерывно совершенствовалась и послужила прообразом для создания значительного количества подобных установок, работающих в УКВ диапазоне [2]. География расположения систем картирования молний в настоящий момент весьма обширна. Это, в первую очередь, США, а также Бразилия, Китай, Япония и некоторые другие страны. В России подобных систем в настоящее время не существует. Вместе с тем для изучения пространственной структуры молниевых разрядов более естественным представляется использование коротковолнового диапазона, в котором на всем протяжении развития разряда наблюдаются короткие, субмикросекундные импульсы радиоизлучения [3].

УСТАНОВКА КАРТИРОВАНИЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ

Установка картирования молниевых разрядов ближних гроз представляет собой пространственно разнесенную четырехпунктовую пеленгационную систему разностно-дальномерного типа, регистрирующую волновую форму радиоизлучения в диапазоне частот 50 кГц - 30 МГц. Для приема радиоизлучения используется четыре антенных модуля, относительное расположение которых показано на рисунке 1, и две четырехканальные системы регистрации данных. Каждый антенный модуль содержит три антенны, позволяющие измерять вертикальную компоненту электрического поля (вертикальный электрический диполь) и две взаимно-ортогональных горизонтальных компоненты магнитного поля (скрещенные рамочные антенны). Все три антенны являются активными и содержат в своем составе транзисторные усилители, что позволило существенно уменьшить габариты и добиться равномерных амплитудно-частотных характеристик всех антенн в рабочем диапазоне частот.

Магнитная антенна представляет собой экранированную прямоугольную рамку, расположенную в вертикальной плоскости. Для выравнивания частотной характеристики она подключена ко входу усилителя через повышающий трансформатор на длинных линиях, играющий роль трансформатора тока. В качестве электрической антенны используется электрически короткий штырь, нагруженный на согласующий усилитель. Расширение частотного диапазона антенны достигается за счет того, что как электрически короткий штырь, так и согласующий усилитель, имеют в рабочем диапазоне частот преимущественно емкостной

импеданс. Благодаря этому соединение антенна-усилитель представляет собой частотно-независимый делитель, коэффициент передачи которого определяется отношением емкости антенны и входной емкости усилителя. Для повышения этого коэффициента емкость антенны увеличена с помощью дисковой насадки на конце штыря, что приводит также и к уменьшению нижней граничной частоты рабочего диапазона антенны. Усилители служат для согласования антенн с кабелями, соединяющими их с приемными устройствами. Все они расположены непосредственно на антенном блоке, экранированы, и имеют соединительные кабели с антеннами короткой длины, не более десятка сантиметров. Для соединения антенного блока с регистрирующими устройствами используются кабели одной и той же длины (около 60 м, длины выверены с точностью не хуже 10 см).

Пары антенных модулей соединены каждая со своей системой регистрации данных. В измерениях используются обе рамочные антенны каждого модуля. Системы регистрации данных используют четырехканальные 14-разрядные АЦП с тактовой частотой 60 МГц и внутренней памятью 1 ГВ. Триггерный импульс для запуска систем регистрации в момент молниевого разряда вырабатывается расположенным в месте размещения одной из них специальным устройством приема низкочастотного (ниже 10 кГц) радиоизлучения, сопровождающего молниевый разряд. На вторую систему регистрации триггерный импульс подается по кабелю с использованием оптронной развязки, время распространения радиосигнала по которому предварительно измерено. Обе системы регистрации ведут непрерывную запись принимаемого антенными модулями радиоизлучения в кольцевой буфер, организованный во внутренней памяти АЦП. После прихода триггерного импульса запись продолжается еще некоторое заранее установленное время, после чего весь буфер переписывался в оперативную память и затем на жесткий диск компьютера. Использование общего триггерного импульса гарантирует запись одной и той же молнии обеими системами регистрации. Длительность записи каждого события составляет 1,5-2 секунды с предысторией в 0.4-0.5 секунд (в зависимости от выбранного режима записи), что, как правило, превышает длительность радиоизлучения молниевого разряда, и позволяет проводить калибровочные измерения с использованием излучения удаленных радиостанций на той же записи.

Обеспечение синхронной работы систем регистрации кроме синхронизации старта записи триггерным импульсом требует синхронизации частоты следования и временного положения тактовых импульсов оцифровки принимаемых сигналов. Этого можно было бы добиться, используя в каждой из систем регистрации высокостабильные генераторы формирования тактовых импульсов АЦП, такая система отличалась бы высокой стоимостью. В случае использования собственных встроенных тактовых генераторов АЦП необходимо решение двух проблем, связанных с несовпадением частот генераторов разных систем регистрации: разному темпу счета и неконтролируемому начальному времени оцифровки по приходу триггерного импульса. Если разница в начальном времени оцифровки может приводить к ошибке в определении времени не более одного такта оцифровки, то частоты тактовых генераторов используемых АЦП могут отличаться от номинального значения на величину порядка 10^{-5}, что при двухсекундной записи может приводить к ошибке в определении времени в десять микросекунд и более в зависимости от удаления от триггерного импульса, что совершенно неприемлемо для целей картирования молниевых разрядов. Указанные проблемы решены с использованием сигналов радиостанции РВМ, излучающей эталонные сигналы частоты и времени, которые надежно наблюдаются в месте размещения системы на частоте 4996 кГц, лежащей в частотном диапазоне установки.

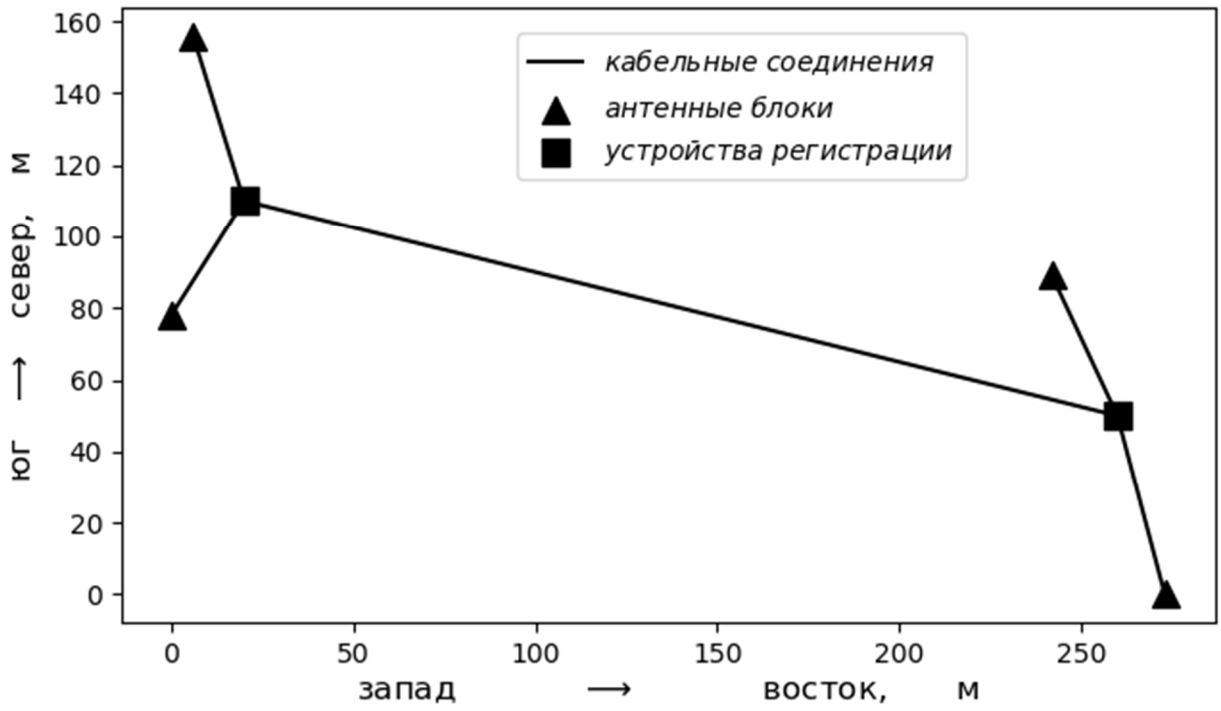


Рис. 1. Расположение элементов системы картирования молниевых разрядов.

Вообще говоря, в этих целях могут быть использованы несущие частоты любых радиостанций. Радиостанция РВМ имеет высокую стабильность частоты излучения (не хуже $5 \cdot 10^{-12}$), однако, ионосферный характер распространения сигнала от радиостанции к пункту приема ограничивает возможности сравнения частот погрешностью $(1-10) \cdot 10^{-8}$. В наиболее благоприятных условиях эта погрешность применительно к рассматриваемой установке не превышает такта оцифровки, однако, может оказаться и на порядок больше в случае «неблагоприятных» условий распространения. Вместе с тем, собственно номинал частоты оцифровки с высокой точностью знать не обязательно — необходимо лишь точно знать соотношение между частотами оцифровки разных систем регистрации. С этой точки зрения, учитывая, что в данный момент времени частота сигнала радиостанции РВМ, принимаемого различными антенными модулями установки, одна и та же, а длительность записи составляет всего две секунды, соотношение между частотами оцифровки можно быть определено с более высокой точностью, чем их номинальные значения. Достигаемая точность оказалась не хуже $2 \cdot 10^{-9}$, что дает ошибку определения времени меньше такта оцифровки на любом расстоянии от триггерного импульса в течение всей записи.

В грозовые периоды проведены патрульные наблюдения радиоизлучения молниевых разрядов с использованием созданной установки. Разработана и программно реализована методика определения местоположения источника излучения импульсного сигнала по его приему в четырех (минимально возможное количество) разнесенных пунктах, основанная на разностно-дальномерной схеме. Координаты источника (или угол прихода излучения — азимут и угол места — и дальность) и время излучения импульса вычисляются по данным о времени прихода импульса на разнесенные пункты.

Анализ полученных данных показал, что углы прихода (азимут и угол места) радиоимпульсов могут быть определены с достаточно высокой точностью, а для определения дальности до излучающей области необходимо знание положения фазовых центров приемных антенн с высокой точностью, превышающей возможности их определения с использованием имеющихся в распоряжении GPS навигатора и карты местности. Также оказалось необходимо знать задержку срабатывания удаленной системы регистрации с точностью, превышающей такт оцифровки. В связи с этим была разработана методика уточнения относительного положения разнесенных антенн и времени задержки срабатывания удаленной системы регистрации, основанная на

выделении в записи радиоизлучения сигналов несущих частот удаленных радиостанций и использовании фазового метода определения углов их прихода, а также предположения о «бесконечной» удаленности источников монохроматических сигналов (несущих частот радиостанций). Для уточнения взаимного расположения антенн использовались калибровочные записи, полученные в отсутствие грозовой активности в ручном режиме, а уточнение времени задержки срабатывания удаленной системы регистрации проводится непосредственно по записи радиоизлучения во время молниевого разряда. В результате была достигнута точность определения угла прихода радиоимпульса (угол места и азимут) около 0.2 градуса и дальности до его источника около 1 %, что дает удовлетворительную локализацию источников радиоизлучения в молниевом разряде на характерных расстояниях порядка десятка километров.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Создана первая в России установка картирования молниевых разрядов, позволяющая изучать пространственную структуру разряда в процессе его развития. В отличие от существующих в мире установка использует наблюдение волновой формы радиоизлучения молнии в широком диапазоне частот, охватывающем длинно-, средне- и коротковолновый диапазоны, с высоким временным разрешением, и регистрацию субмикросекундных биполярных импульсов, набюдающихся на всех этапах развития молнии. Установка представляет собой пространственно разнесенную четырехпунктовую пеленгационную систему разностно-дальномерного типа со сравнительно малой базой и предназначена для исследования близких молниевых разрядов.

Список используемых источников

1. *Rison W., Thomas R.J., Krehbiel P.R., Hamlin T., Harlin J.*A GPS-based three-dimensional lightning mapping system: Initial observations in central New Mexico // Geophys. Res. Lett. — 1999. — V. 26, № 23. — P. 3573 – 3576.

2. *Koshak W.J., Solakiewicz R.J., Blakeslee R.J., Goodman S.J. et al.* North Alabama Lightning Mapping Array (LMA): VHF source retrieval algorithm and error analyses // J. Atmos. Oceanic Technol. — 2004. — V. 21, № 4. — P. 543 – 558.

3. *Караштин А.Н., Шлюгаев Ю.В., Гуревич А.В.* Коротковолновое радиоизлучение молнии // Изв. ВУЗов. Радиофизика. — 2005. — Т. 48, № 9. — С. 800 – 809.

С.И. Козлов*,**
доктор физ.-мат. наук;
А.Н. Ляхов*,
кандидат техн. наук;
С.В. Якубовский**,
доктор технических наук;
С.З. Беккер*,**,
Б.Г. Гаврилов*,
доктор физ.-мат. наук;
В.В. Яким*,**
* ФГБУН Институт динамики геосфер РАН, г. Москва
** Научно-исследовательский испытательный центр ЦНИИ войск ВКО, г. Москва

ОБОСНОВАНИЕ ТРЕБОВАНИЙ К МОДЕЛЯМ ИОНОСФЕРЫ, ИСПОЛЬЗУЕМЫМ В РАДИОЛОКАЦИОННЫХ СИСТЕМАХ ДЕЦИМЕТРОВОГО И МЕТРОВОГО ДИАПАЗОНОВ ДЛИН ВОЛН

Кратко обсуждается роль и место моделей ионосферы в процессе эксплуатации РЛС дециметрового и метрового диапазона длин волн. Обосновываются требования к моделям, которые необходимо использовать при разработке программного обеспечения таких РЛС. Отмечается что в настоящее время ни у нас, ни за рубежом ионосферных моделей, хотя бы примерно удовлетворяющих всем изложенным здесь требованиям, не существует, несмотря на то, что практическая потребность в них уже давно достаточно велика.

С помощью радиолокационных средств дециметрового и метрового диапазонов длин волн решается большое количество научных и прикладных задач, включая оборонные. Известно [1,2], что эти средства входят составной частью в систему предупреждения о ракетном нападении РФ (СПРН). Основное назначение таких РЛС, опуская некоторые частные, но важные, детали, - обнаружение и сопровождение различных космических объектов на больших высотах H и значительном удалении от места дислокации станции. Очевидно, что подобные РЛС должны обладать высоким потенциалом и широкими секторами обзора.

Несмотря на достаточно большие рабочие частоты f, лежащие от ~100МГц до ~3000МГц, на функционирование РЛС СПРН значительно влияют гелиогеофизические условия или, говоря другими словами, среда распространения радиоволн (нейтральная атмосфера на $H \leq 80\text{-}90$ км и ионосфера на $H \geq 90\text{-}100$ км, включая внешнюю, находящуюся на H выше F2-области). Распространение через атмосферу приводит к рефракции радиоволны. Данный эффект известен давно и хорошо изучен (см. напр. [2]). Для устранения его негативного влияния на радиолокационные измерения траекторных параметров какого-либо объекта (дальности L, угла места φ, скорости v) разработаны надежные математические методы с использованием либо реальных характеристик атмосферы в месте расположения РЛС, либо банков и баз данных, либо известных моделей атмосферы [3].

Наиболее сложным является учет отрицательного воздействия на радиолокацию ионосферы из-за большой изменчивости её параметров с ростом H в результате уменьшения плотности воздуха. Помимо рефракции следует рассматривать и другие радиофизические эффекты, особенно в возмущенных условиях различного типа. Как правило [2], ионосферные поправки к реальным измерениям РЛС рассчитываются на моделях ионосферы, подгоняя оценки к экспериментальным измерениям полного электронного содержания, полученных с помощью глобальных навигационных систем ГЛОНАСС или GPS (подгонка осуществляется, в основном,

варьированием индексов солнечной активности F10,7 или W). На наш взгляд, выбор модели производится несколько произвольно, исходя из сугубо поверхностного анализа выходных параметров моделей без критического отношения относительно основных принципов, на которых строится та или иная модель. Общие требования к подобного рода моделям, за исключением некоторых соображений [4], не сформулированы. Цель настоящего доклада – обосновать и определить эти требования.

Изложенные ниже требования базируются на задачах, которые должны решать РЛС с помощью моделей ионосферы, географической дислокации разных РЛС, во всяком случае тех, которые входят в СПРН и некоторых технических характеристик РЛС (потенциал станции, длина волны).

1. **Диапазон высот.** Достаточно большой, вплоть до 15-20 тыс. км.
2. **Определяемые параметры.** В зависимости от степени возмущенности ионосферы. В спокойных условиях можно ограничиться высотным распределением концентраций электронов Ne(H). В возмущенных условиях, возникающих под воздействием солнечных вспышек, вторжения в ионосферу высокоэнергичных электронов и протонов, к Ne(H) необходимо добавить частоты соударений электронов с нейтральными частицами $\nu_{en}(H)$ и заряженными компонентами $\nu_{ei}(H)$.
3. **Ионосферные неоднородности.** Их знание особенно важно на $H \geq 500$-600 км. (внешняя ионосфера). Должны оцениваться с учетом геометрии магнитного поля в районах дислокации РЛС.
4. **Широты.** Наиболее важны полярные (широты $\psi \geq 65^o$) и среднеширотные ($30^o \leq \psi \leq 65^o$). Среда на этих ψ должна оцениваться для всех углов места и азимутов слежения за космическими объектами.
5. **Гелиогеофизические условия.** Для всех уровней солнечной и магнитной активностей, времен суток, сезонов.
6. **Главное свойство ионосферы** – нерегулярная, непрерывно изменяющаяся среда. Детерминированные модели это свойство учесть принципиально не могут. Оно может быть описано только вероятностно-статистическими моделями [4].
7. **Вероятностные задачи.** К ним относятся: вероятности обнаружения космических объектов, наведения, определения параметров области падения объектов и многие другие. Решение таких задач зависит не только от технических характеристик РЛС и объекта наблюдения, но и от состояния среды распространения радиоволн.
8. **Скорость расчета по модели.** Это очень важная характеристика модели, особенно в процессе оперативной коррекции траекторных измерений L, φ, v.
9. **Верификация моделей.** Её необходимо проводить прежде всего по радиофизическим экспериментальным данным, получаемым на самой РЛС или на других радиотехнических средствах, а не только по геофизическим измерениям, как это, зачастую, делается в данное время.

Следует подчеркнуть, что модели ионосферы целесообразно использовать, помимо оперативной коррекции траекторных измерений, и для интерпретации экспериментальных радиофизических данных, имеющих во многих случаях неопределенный характер, а также для прогноза функционирования РЛС в различных гелиогеофизических условиях.

В заключение отметим, что ни у нас, ни за рубежом не существует моделей ионосферы, хотя бы примерно удовлетворяющих всем требованиям, изложенным выше. Представляется что такая ситуация является следствием (особенно в России) определенного разрыва между геофизиками и разработчиками конкретных радиотехнических систем. Надеемся, что наш доклад будет содействовать сокращению этого разрыва.

Список используемых источников

1. Коллектив авторов. Щит России. Системы противоракетной обороны. М.: Изд. МГТУ им. Н.Э. Баумана. 2009. 502с.

2. Коллектив авторов. Мощные надгоризонтные РЛС дальнего обнаружения. Разработка. Испытания. Функционирование. Под редакцией С.Ф. Боева. М.; Изд. «Радиотехника». 2013. 168с.

3. *Зуев В.Е., Комаров В.С.* Статистические модели температуры и газовых компонент атмосферы. Л.: Гидрометеоиздат. 1986. 264с.

4. *Аксенов О.Ю., Беккер С.З., Дюжева М.М., Козлов С.И., Ляхов А.Н., Якубовский С.В.* Обоснование необходимости разработки и применения вероятностно-статистических моделей ионосферы в интересах радиолокационных средств РКО // Сб. докладов V-й Всерос. научно-технической конф. «РТИ Системы ВКО-2017». 25 мая 2017. Москва. с.31-38.

В. А. Колбин,
А. Д. Кузнецов,
доктор физико-математических наук, профессор;
О. С. Сероухова,
кандидат физико-математических наук, доцент;
Т. Е. Симакина,
кандидат физико-математических наук, доцент;
А. С. Солонин
доктор физико-математических наук, профессор;
Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

ВАЛИДАЦИЯ ДАННЫХ ОБ ОПАСНЫХ ЯВЛЕНИЯХ ПОГОДЫ, ПОЛУЧЕННЫХ ДОПЛЕРОВСКИМ РАДИОЛОКАТОРОМ

На основе сопоставления данных наземных метеорологических станций с синхронными радиолокационными наблюдениям, выполненными с помощью ДМРЛ аэропорта Пулково произведена оценка оправдываемости и достоверности обнаружения гроз и ливней.

Ключевые слова: опасные явления погоды, доплеровские метеорологические радиолокационные станции, валидация радиолокационных данных.

ВВЕДЕНИЕ

Настоящее исследование является продолжением работы [1].

Исследование выполнено с целью оценки способности обнаружения опасных явлений погоды (ОЯП): гроз и ливней, - доплеровским МРЛ, установленным в аэропорту Пулково города Санкт-Петербурга и выявления факторов, которые могут оказать влияние на точность идентификации ОЯП и ранжирование этих факторов по степени влияния.

В качестве исходных данных использовалась радиолокационная информация, полученная с помощью автоматизированного метеорологического радиолокационного комплекса ДМРЛ - «Метеоячейка» с одной стороны, и данным независимых метеорологических измерений на десяти наземных метеостанциях (МС) – с другой. Пример карты метеоявлений, сформированного комплексом ДМРЛ - «Метеоячейка», представлен на рис. 1 [2]. Положение наземных станций, участвующих в валидации, отмечено на рис. 1.

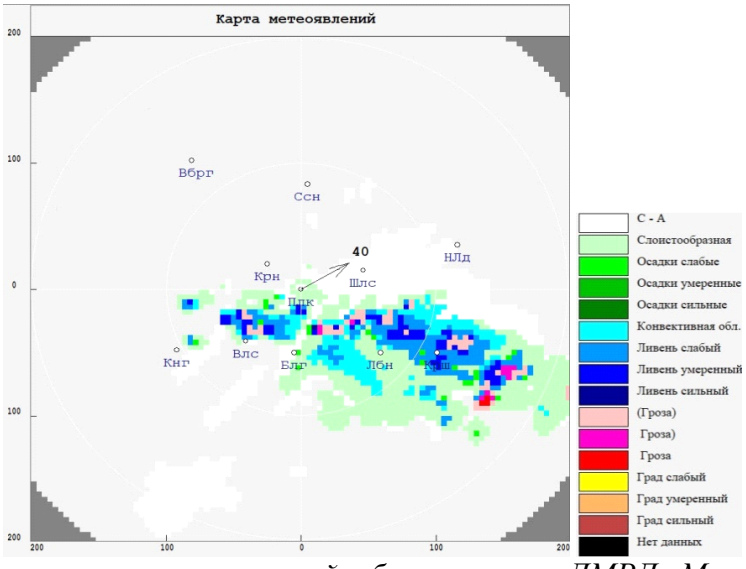


Рис. 1. Пример карты метеоявлений, обнаруженных ДМРЛ «Метеоячейка», с расположенными на ней метеостанциями

ДАННЫЕ ИЗМЕРЕНИЙ

Сравнивались грозы и ливни за 4 месяца летних периодов 2012-2013гг., при этом было рассмотрено 2100 случаев с ОЯП.

Сопоставление данных МС и ДМРЛ проводилось в радиусе 140 км относительно ДМРЛ. При сопоставлении радиолокационной и станционной информации принимались следующие условия:

1) Ливни и грозы считались обнаруженными ДМРЛ, если они наблюдались в окрестности 15 км вокруг станции и подтверждались данными визуальных наблюдений.

2) Время регистрации ливней и гроз на метеостанции отличалось от срока радиолокационного наблюдения не более чем на 20 минут.

Качество результатов интерпретации радиолокационных наблюдений оценивалось по следующим показателям [3]:

- оправдываемости обнаружения $P_О$ и вероятности пропуска ОЯП доплеровским МРЛ;
- достоверности обнаружения $P_Д$ и вероятности «ложной тревоги» ОЯП доплеровским МРЛ.

Показатели рассчитаны по следующим формулам:

$$P_O = \frac{N_{МС\,/\,ДМРЛ}}{N_{МС}} \cdot 100\%$$

где $P_О$ - вероятность обнаружения с помощью ДМРЛ гроз/ливней, измеренных на метеостанции (МС);

$N_{МС/ДМРЛ}$ - количество гроз/ливней, зафиксированных станцией и совпавших с грозами/ливнями по ДМРЛ;

$N_{МС}$ - количество случаев гроз/ливней по данным МС.

За 100% принимается число наблюдений на МС.

$$P_П = 100\% - P_O,$$

где $P_П$ - вероятность пропуска гроз/ливней локатором.

$$P_Д = \frac{N_{ДМРЛ\,/\,МС}}{N_{ДМРЛ}} \cdot 100\%$$

где $P_Д$ – вероятность подтвержденных наблюдателем МС гроз/ливней, отмеченных на ДМРЛ;

$N_{ДМРЛ/МС}$ - количество случаев гроз/ливней по ДМРЛ, подтвержденных грозами/ливнями по станции;

$N_{ДМРЛ}$ - количество случаев гроз по ДМРЛ.

За 100% принимается число наблюдений гроз/ливней по ДМРЛ.

$$P_{ЛТ} = 100\% - P_Д$$

где $P_{ЛТ}$ - вероятность «ложных тревог» (ЛТ).

АНАЛИЗ ПОЛУЧЕННЫХ РЕЗУЛЬТАТОВ

Результаты вычисления вероятностей оправдываемости и достоверности гроз и ливней представлены на рис. 2. Синие столбцы – вероятности ливней, красные – гроз. Оценка выполнена в разные месяцы. Как видно из диаграмм, оправдываемости (рис.2а) и достоверности (рис.2б) как гроз, так и ливней лежат в диапазоне 0,6 – 0,8. Поскольку значение оправдываемости оказалось чуть выше, следовательно, пропуск ОЯП случается реже, чем «ложная тревога». Из диаграмм видно, что месяцы сезона не оказывают заметного влияния на точность работы ДМРЛ.

а) б)

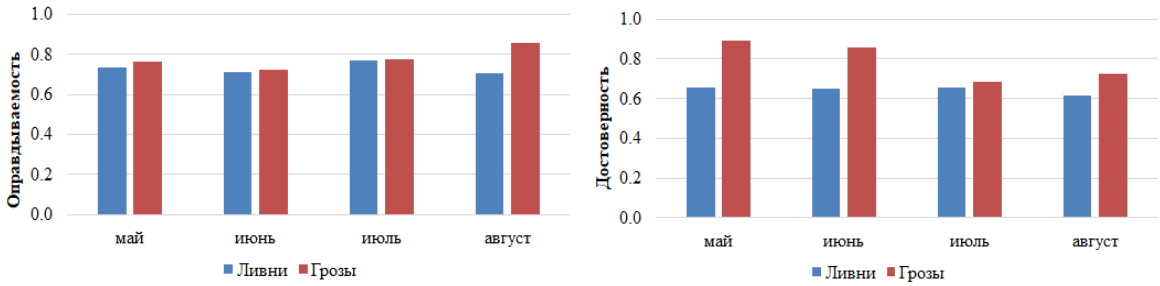


Рис. 2. Сравнение оправдываемости (а) и достоверности (б) гроз и ливней

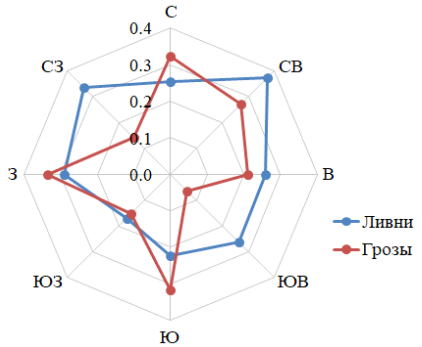
Результаты вычисления вероятностей пропусков ОЯП и «ложных тревог», рассчитанные на каждой станции, представлены в табл. 1.

Таблица 1

Результаты пропусков ОЯП и «ложных тревог»

Станции	Вероятность пропуска		Вероятность ЛТ	
	гроз	ливней	гроз	ливней
Кронштадт	0,32	0,20	0,16	0,41
Шлиссельбург	0,21	0,26	0,19	0,41
Белогорка	0,32	0,22	0,32	0,38
Волосово	0,15	0,17	0,20	0,41
Любань	0,15	0,38	0,06	0,32
Сосново	0,32	0,25	0,13	0,26
Кингисепп	0,35	0,38	0,27	0,36
Кириши	0,13	0,15	0,27	0,43
Новая Ладога	0,27	0,37	0,18	0,24
Выборг	0,14	0,33	0,40	0,35

Вероятность пропусков гроз лежит в диапазоне 13-35%, ливней – 15-38%, вероятность «ложных тревог» гроз - в диапазоне 6-40%, ливней – 24-43%. Чаще всего локатор пропускал как грозу, так и ливни в районе станции Кингисепп. Над станцией Выборга в 40% случаях локатор фиксировал грозу, не подтвержденную на МС. «Ложные ливни» максимально часто обнаруживались локатором над Кронштадтом, Шлиссельбургом и Волосово (41% случаев).



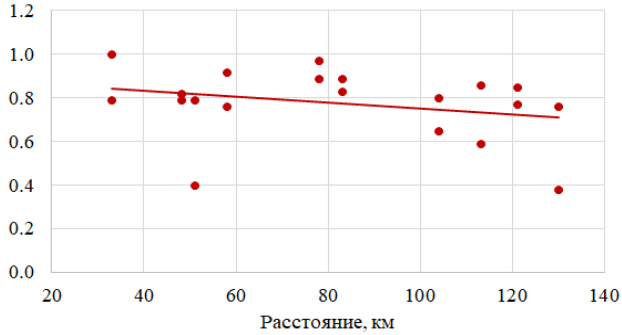


Рис. 3. Зависимость вероятности пропуска обнаружения гроз от расстояния станции от ДМРЛ

Рис. 4. Зависимость достоверности

Изучено влияние различных факторов на оправдываемость и достоверность ОЯП. Примеры такого анализа представлены на рис. 3 и 4 и в табл. 2. Диаграмма на рис. 3 иллюстрирует зависимость вероятностей пропуска гроз и ливней от направления от ДМРЛ. Влияние удаленности локатора на достоверность обнаружения гроз показано на рис. 4. В табл. 2 приведены коэффициенты корреляционной связи оправдываемости и достоверности ливней/гроз и высоты МС, а также количества случаев с осадками и грозами.

Таблица 2

Коэффициенты парной корреляции

	Удаленность МС от ДМРЛ	Высота МС над уровнем моря	Кол-во случаев с ливнями	Кол-во случаев с грозами
$P_О$ осадков	-0,45	0,62	-0,57	-0,47
$P_О$ гроз	-0,24	0,02	-0,38	-0,54
$P_Д$ осадков	0,46	0,13	0,56	0,15
$P_Д$ гроз	-0,39	-0,14	0,02	0,37

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате сравнения массива радиолокационных обзоров с измерениями на десяти метеостанциях за теплые месяцы 2012-2013 гг. сделаны следующие выводы.

Дана оценка точности работы алгоритмов идентификации ОЯП по радиолокационным данным на основе рассчитанных показателей: вероятности оправдываемости и достоверности гроз и ливней, вероятности пропуска и «ложных тревог» гроз и ливней.

Установлено влияние следующих четырех факторов на валидационные показатели: высоты места, количества осадков в районе станции, эффекта экранирования и влажного колпака ДМРЛ.

Таким образом, учет указанных причин, влияющих на результаты радиолокационных измерений, поможет разработчикам ПО обеспечить повышение точности информации об ОЯП.

Список используемых источников

1. *Л.И. Дивинский, А.Д. Кузнецов, О.С. Сероухова, А.С. Солонин, Т.Е. Симакина* «К вопросу об обнаружении облачности и осадков по данным доплеровского метеорологического радиолокатора» // Ученые записки РГГМУ, 2013. № 39. С. 87–98.

2. Автоматизированные метеорологические радиолокационные комплексы «Метеоячейка» / Под ред. Н.В. Бочарникова, А.С. Солонина // СПб.: Гидрометеоиздат, 2007. 236 с.

И.И. Кононов,
кандидат физико-математических наук;
И.Е. Юсупов
Санкт-Петербургский государственный университет

МЕТОД ОДНОПУНКТОВОГО МЕСТООПРЕДЕЛЕНИЯ МОЛНИЕВЫХ РАЗРЯДОВ СРЕДНЕЙ ЗОНЫ

В настоящей работе рассматривается метод однопунктового местоопределения молниевых разрядов средней зоны, основанный на использовании банка канонических форм атмосфериков, рассчитанного для произвольных расстояний, условий распространения и типов источника.

Ключевые слова: однопунктовый, молниевый разряд, средняя зона, местоопределение, классификация, банк канонических форм, атмосферик.

ВВЕДЕНИЕ

Средняя зона (100…1000 км) характеризуется сложной структурой временных форм и спектров атмосфериков, немонотонным характером изменения параметров от расстояния и сильной изменчивостью их от разряда к разряду, что делает дальнометрию в этой зоне особенно трудной. В большинстве алгоритмов дальнометрии средней зоны используется зависимость положения характерных точек от расстояния [1]. Однако зачастую нельзя выявить характерные точки вследствие фильтрующих свойств трассы распространения и суммирования земной части сигнала с ионосферными отражениями.

Более точными представляются интегральные методы дальнометрии, учитывающие закономерности распространения. Например, в работе [2] принятый атмосферик представляется в виде суперпозиции земного и ионосферных лучей. Считая ионосферные отражения по форме идентичными земной волне, ищется минимум по времени и амплитудам функции, получаемой вычитанием из принятого сигнала ионосферных отражений. Авторы рассмотренного метода считают формы земного и первого ионосферного лучей одинаковыми, тогда как при распространении они претерпевают существенно отличные трансформации, что сказывается на оценке параметров минимизации и может приводить к дополнительным ошибкам при определении расстояния. В работе [3] рассматривается интегральный скачковый метод, определяющий дальность посредством анализа всего атмосферика. Автором предложен псевдокепстральный метод оценки задержек. Основным фактором, ограничивающим применение данного метода, является его низкая помехоустойчивость. В последние годы предлагаются способы, основанные на использовании банков эталонных форм атмосфериков, сформированных тем или иным способом на разных удалениях от излучателя и для различных условий распространения. Путем сопоставления регистрируемых атмосфериков с эталонными формами сигналов, выбранными из банка волновых форм в соответствии со значениями текущего времени и направления прихода принятых сигналов, предполагается получить однопунктовую оценку дальности. В публикации [4] реализация такого подхода основывается на использовании эталонных форм, полученных путем обработки массива атмосфериков, зарегистрированных американской разностно-дальномерной системой NLDN. В качестве иллюстрации приводятся образцы канонических форм атмосфериков, полученных усреднением сигналов, зарегистрированных в течение одного летнего грозового сезона в интервале расстояний от 250 км до 4000 км с шагом 250 км. Очевидно, что при таком подходе трудно охватить возможные изменения параметров источника, значений расстояний и меняющихся условий распространения.

Более оправданным, с нашей точки зрения, представляется подход, основанный на формировании элементов банка расчетным путем. В настоящей работе предлагается методология такого подхода, основанная на использовании типовых форм сигналов ближней зоны [5] и расчетного алгоритма, основанного на скачковой модели расчета полей [6]. Это позволяет создать банк канонических форм для произвольных расстояний, условий распространения и типов источника и использовать его в целях дальнометрии.

КЛАССИФИКАЦИЯ ФОРМ АТМОСФЕРИКОВ ПО ТИПАМ

Импульсные сигналы, соответствующие излучению сильноточных компонент молниевых вспышек, характеризуются чрезвычайно широким частотным спектром, большой изменчивостью форм, значительной изрезанностью. Несмотря на многообразие волновых форм атмосфериков, представляется возможным провести их описание в рамках той или иной классификации, первые достаточно обоснованные попытки которой были сделаны еще в работе [7]. Однако в этой и ряде последующих работ приводились лишь конкретные образцы типичных сигналов, представляющих отдельные типы и оценки их некоторых параметров.

В настоящей работе производится классификация атмосфериков на основе экспериментальных данных регистрации в ближней зоне в СДВ диапазоне при достаточно жестких ограничениях на пространственное расположение их источников (50…150 км от пункта регистрации) и временной интервал обработки каждого атмосферика (не превышающий 200 мкс от начала сигнала). Нижняя граница диапазона расстояний позволяет уменьшить влияние на форму сигнала индукционного и статического членов (в дипольном представлении электрической компоненты поля). Верхняя граница минимизирует влияние сферичности Земли и трассы распространения. Ограничение по длительности практически исключает влияние ионосферных отражений. Набор форм импульсов ЭМИ сильноточных молниевых разрядов был сформирован по результатам регистрации ЭМИ молниевых вспышек в грозовой сезон 2001 года в ходе проведения совместных работ с фирмой Dimensions в южной части Франции. Регистрация электромагнитных составляющих поля сильноточных разрядов осуществлялась в полосе частот 0,3…25 кГц. В качестве поверочного инструмента для определения координат молниевых вспышек использовалась высокоточная многопунктовая система SAFIR (фирмы Dimensions), среднеквадратичная погрешность местоопределения которой не превышала 1 км в радиусе 250 км от центра системы.

Для разделения волновых форм атмосфериков по типам и последующего формирования их усредненных форм была разработана эвристическая итеративная двухэтапная процедура классификации [5]. На первом этапе все зарегистрированные СДВ формы, синхронные с данными поверочной УКВ системы SAFIR подвергались последовательному усреднению с разделением по типам с использованием в качестве критерия селекции некоторого заданного предельно допустимого отклонения очередного анализируемого атмосферика от усредненной формы. На втором этапе рассчитывались функции взаимной корреляции усредненных форм. Окончательная выборка сигналов, соответствующих тому или иному типу, формировалась объединением выборок из тех форм, коэффициенты взаимной корреляции которых были не меньше некоторого заданного порогового значения (мы приняли его 0,9). Результаты использования обсуждаемой процедуры классификации в виде усредненных волновых форм приведены на *Рис. 7*.

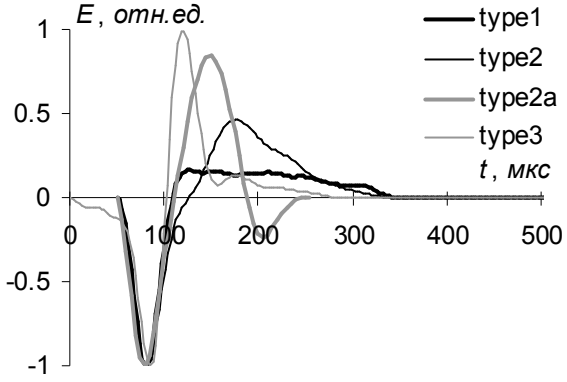


Рис. 7. Усредненные волновые формы ближних атмосфериков различных типов.

МЕТОДИКА СОЗДАНИЯ БАНКА КАНОНИЧЕСКИХ ФОРМ АТМОСФЕРИКОВ

Решение проблемы распространения радиоволн над земной поверхностью и в волноводном канале Земля-ионосфера имеет достаточно длинную историю. Трудности ее решения обусловлены неоднородной структурой и нерегулярностью ионосферы, что привело к

необходимости разработки и использования достаточно сложной математической техники вычислений. Существенный прогресс достигнут с начала 60-х годов 20 века, когда проблема возбуждения волновода вертикальным электрическим диполем была детально исследована для его регулярной и отчасти для нерегулярной моделей. Следует отметить значительный вклад российских ученых, в частности, исследованиями, выполненными представителями радиофизической научной школы СПбГУ, большинство которых отражены в регулярных выпусках научного сборника "Проблемы дифракции и распространения радиоволн", а обобщенные результаты приведены в монографиях [8, 9].

Методы расчета ЭМИ в средней и дальней зонах распространения основываются на двух отличающихся по виду, но практически идентичных по результату, представлениях решения в виде разложений в ряды по скачкам (или ионосферным отражениям) или по нормальным волнам (модам). Теоретические основы обоих методов достаточно полно и подробно описаны в монографии [9]. Приведем некоторые результаты численных расчетов с помощью программного пакета, созданного на кафедре радиофизики СПбГУ [6] и использующего данный подход. Примеры расчетов форм для разных расстояний в дневных и ночных условиях распространения представлены на Рис. 8.

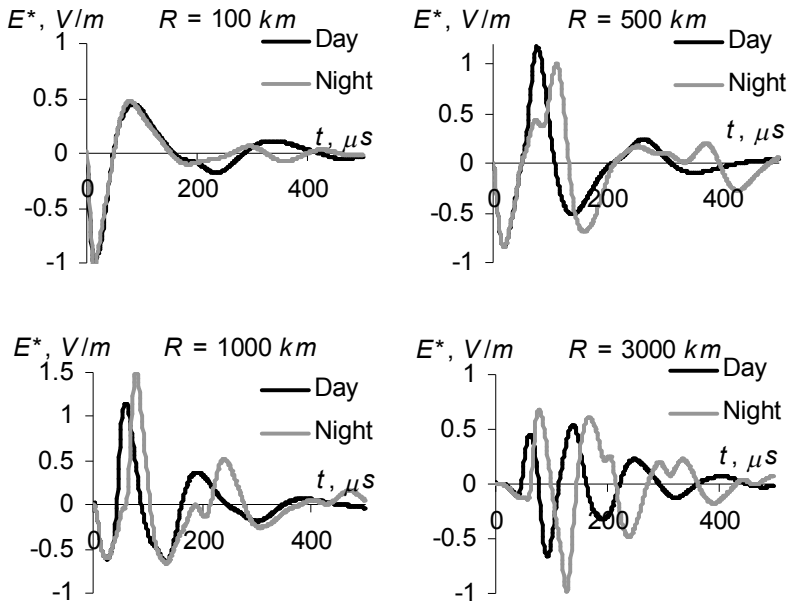


Рис. 8. Формы атмосфериков, рассчитанные на различных удалениях от источника излучения для дневных и ночных условий распространения.

Из иллюстраций видны наиболее характерные качественные особенности изменения форм импульсов по мере увеличения расстояния: с расстояний порядка 100 км заметное влияние на формирование импульса начинают играть ионосферные отражения. Увеличиваясь по амплитуде и сближаясь с земной волной, они, в конечном итоге, приводят к квазиосциллирующей форме атмосферика. При более детальном рассмотрении можно увидеть заметное расплывание "земной" составляющей импульса, существенно большее затухание ее по сравнению с основной частью импульса, формируемой ионосферными отражениями. На расстояниях 400…500 км первое ионосферное отражение начинает превосходить земную составляющую (обычно ее первую, как правило, максимальную полуволну) по амплитуде. С 800…1000 км оно перекрывает ее по времени, приводя к уменьшению длительности, а на больших расстояниях – к дополнительному уменьшению амплитуды первой полуволны. На расстояниях свыше 3000 км земная волна становится неразличимой на фоне внешних атмосферных помех, и измерения любых ее параметров становятся затруднительными. При дальнейшем увеличении расстояния "тонут" и последующие полуволны, приводя к заметной дополнительной задержке регистрируемого начала сигнала.

Качество формирования банков волновых форм, полученных пересчетом канонических форм ближней зоны, зависит от степени их адекватности реальным атмосферикам. На Рис. 9 приведен пример сопоставления расчетной формы и зарегистрированного сигнала. По результатам многочисленных сопоставлений был сделан вывод, что рассматриваемая методика подтвердила свою эффективность и достаточно высокую точность местоопределения, позволяющую использовать ее для целей однопунктовой дальнометрии с ожидаемой точностью 5…15%. Проверив адекватность расчетного комплекса, был создан банк канонических форм атмосфериков.

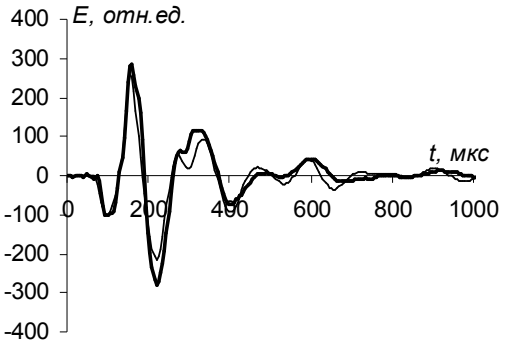


Рис. 9. Рассчитанная форма (тонкая кривая) и зарегистрированный атмосферик (жирная кривая) 07-07-2001 02:30:54LT на удалении 950 км.

АЛГОРИТМ ДАЛЬНОМЕТРИИ СРЕДНЕЙ ЗОНЫ

В работе предлагается создание интегрального алгоритма дальнометрии средней зоны, основанного на использовании сформированного банка канонических форм атмосфериков, рассчитанного для разных типов сигналов, расстояний и условий распространения. Работа алгоритма строится по принципу нахождения минимума невязки

$$\Delta = \frac{\sum\left[E^{exp}(t_i) - E^{bank}(t_i)\right]^2}{\sum\left[E^{bank}(t_i)\right]^2}$$

между экспериментально зарегистрированной формой сигнала E^{exp} и образцами банка данных E^{bank}. Расстояние до источника оценивается по образцу, обеспечивающему минимум невязки.

Экспериментальная проверка осуществлялась с помощью разностно-дальномерной системы Wetterzentrale (точность 30…40 км). На Рис. 10 представлены карты грозовой активности за 27, 28-06-2001, где на фоне локаций Wetterzentrale (крестики) отмечены локации дальномера (кружки).

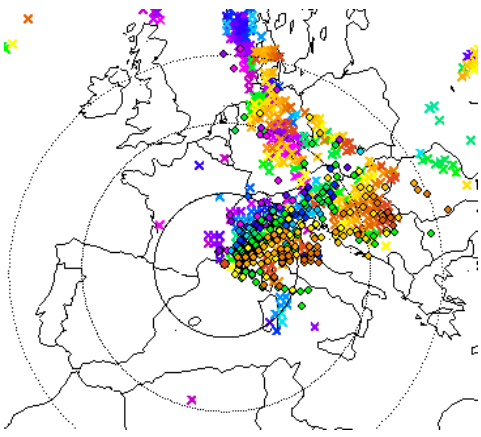


Рис. 10. Карта грозовой активности

По результатам оценки работы алгоритма дальнометрии средней зоны можно сказать, что он обеспечивает удовлетворительную точность (порядка 5…15%) при определении расстояния.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате использования типовых форм атмосфериков ближней зоны и программного комплекса, рассчитывающего поля средней зоны на основе представления решения в виде разложения по скачкам, был создан банк канонических форм атмосфериков для различных расстояний, условий распространения и типов форм. На его основе разработан алгоритм дальнометрии средней зоны, обеспечивающий точность 5…15% на расстояниях 100…1500 км.

Список используемых источников

1. Schonland B.F.J., Elder J.S., Hodges D.B., Phillips W.E., and van Wyk J.W. The wave form of atmospherics at night // Proc. R. Soc. A. – 1940. – Vol. 176. – P. 180-202.
2. Кобзарев Ю.Б., Александров М.С., Бакленева З.М., Добряк Д.С., Епанечников В.А., Ремизов Л.Т. Исследование помех естественного происхождения в диапазоне ОНЧ // Проблемы современной радиотехники и электроники. – М.: Наука, 1987. – С. 132-153.
3. Краснитский Ю.А. Пассивная локация молниевых разрядов на основе анализа атмосфериков в рамках скачковой модели их распространения в волноводе "Земля-ионосфера" // Научный вестник МГТУ ГА. – 2010. – № 158. - С. 149-155.
4. Said R. K., Inan U. S., Cummins K. L. Long-range lightning geolocation using a VLF radio atmospheric waveform bank. // Journal of Geophysical Research. – 2010. – Vol. 115, D23108, doi:10.1029/2010JD013863.
5. Кононов И.И., Юсупов И.Е. Канонические волновые формы сильноточных компонент молниевых вспышек. // Тезисы докладов XVI Региональной конференции по распространению радиоволн. – СПб, 2010. – С.165-168.
6. Кононов И.И., Иванов В.И., Крутой Д.М., Юсупов И.Е. Систематические ошибки местоопределения грозовых очагов // Сб. трудов XVII Междунар. Конф. "Радиолокация, навигация, связь". – Воронеж, 2011. – Т. 3. – С. 1990-2002.
7. Taylor W.L. Radiation Field Characteristics of Lightning Discharges In the Band 1 kc/s to 100 kc/s. // J. Res. of the NBS. – 1963. – Vol. 67D, No 5. – P. 539-550.
8. Макаров Г.И., Новиков В.В., Рыбачек С.Т. Распространение электромагнитных волн над земной поверхностью. – М.: Наука, 1991. – 196 с.
9. Макаров Г.И., Новиков В.В., Рыбачек С.Т. Распространение радиоволн в волноводном канале Земля-ионосфера и в ионосфере. – М.: Наука, 1993. – 296 с.

Ю.А.Копытенко*
доктор физико-математических наук, профессор
И.С. Гурьев**
доктор технических наук снс
В.С. Исмагилов*
кандидат физико-математических наук снс
Ю.А.Кузьмичев**
кандидат технических наук доцент
И.П.Рыжова**
* СПбФ ИЗМИРАН
** ВКА имени А.Ф. Можайского

АНАЛИЗ ВОЗМУЩЕНИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГЕОФИЗИКИ И НАВИГАЦИИ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ

В докладе на основании анализа отечественной и зарубежной информации, а также полученных результатов исследований ВКА имени А.Ф.Можайского и Санкт-Петербургского филиала ИЗМИРАН даны рекомендации по более эффективному использованию магнитного поля Земли (МПЗ) и уменьшению отрицательного влияния его возмущений на решение задач геофизики и навигации летательных аппаратов (ЛА).

Ключевые слова: магнитное поле Земли, магнитометр, вариации возмущений, навигация, геофизика, полезные ископаемые.

ВВЕДЕНИЕ

Возмущения (вариации) МПЗ отрицательно влияют на точность решения геофизического и навигационного обеспечения ЛА. Они увеличивают погрешности определения местоположения ЛА и его угловых параметров, а также погрешности построения высотных магнитных карт и моделей МПЗ. Кроме того вариации МПЗ усложняют поиск полезных ископаемых [1-5].

АНАЛИЗ ВАРИАЦИЙ МАГНИТНОГО ПОЛЯ ЗЕМЛИ

Вариации МПЗ охватывают большой диапазон частот, от колебаний с периодом несколько секунд до нескольких десятков лет и более. Амплитуда этих же колебаний изменяется от нескольких долей до сотен и тысяч нанотесл.

В низких и средних широтах наблюдается четкая зависимость роста средней амплитуды колебаний МПЗ от их периода.

Следует отметить, что амплитуда магнитных бурь очень больших возмущений МПЗ, характеризующиеся периодами до 10÷20 часов, могут достигать сотен и тысяч нанотесл. Наибольшее отрицательное влияние на точность решения задач геофизики и навигации оказывают низкочастотные возмущения МПЗ.

Многолетние статистические материалы показывают изменения вариаций МПЗ в зависимости от максимальных и минимальных периодов солнечной активности. При этом наблюдается зависимость амплитуд возмущений МПЗ от широты. Значения амплитуд возмущений МПЗ растут с увеличением широты от экватора к северному и южному полюсам. Так, для максимальных периодов активности в наблюдаемых широтах $\pm(50 \div 70)^0$ вариации МПЗ достигали амплитуды возмущений более трех тысяч нанотесл. Это соответствовало погрешностям определения ориентации ЛА более пяти градусов. Нижняя граница возмущений в некоторые годы этого периода составляла менее двухсот нанотесл, что соответствует погрешности ориентации ЛА около двадцати угловых минут. В тоже время для минимальных периодов солнечной активности верхняя граница составляла менее десяти угловых минут.

Таблица 1.

Зависимость средней амплитуды колебаний от их периода

T, с	1÷5	20÷40	60	80	100	200	400	600	800	1000
δ_B, нТл	0,1÷0,5	0,5÷2	2,5	3	3,5	5	7	7,5	8	9

Представителями СПбФ ИЗМИРАН определена важная особенность возмущений МПЗ [5]. На представленном рис. 1 показана гистограмма распределений измеренных на спутнике возмущений МПЗ поля в зависимости от мирового времени. Мировое время UT вычислялось как $\lambda/15$, где λ - географическая долгота (нулевой меридиан проходит через обс. Гринвич). Для построения гистограммы использовались магнитные данные, зарегистрированные во время 172 витков спутника вокруг Земли (около 11 суток). При построении гистограммы на рис.1 данные по магнитным возмущениям МПЗ группировались в 2-часовых интервалах со сдвигом 1 час. Выявлена зависимость возмущений МПЗ от мирового времени. Максимум возмущений наблюдается в послеполуночные часы, что также характерно и для наблюдений на земной поверхности.

Наименьшие возмущения МПЗ наблюдаются в диапазоне широт $\pm 40^0$. Из приведенного анализа возмущений следует, что данная область является наиболее благоприятной для решения задач навигационного обеспечения КА. При этом осуществляется коррекции бесплатформенной навигационной системы КА бортовыми магнитометрическими средствами и решаются задачи высокоточного определения угловых параметров КА и его местоположение. Определение ориентации КА может быть осуществлена с погрешностью менее 1÷3 угловых минут.

Одной из особенностей возмущений состоит в том, что вероятность появления больших возмущений мала. Проведенные исследования в ВКА имени А.Ф.Можайского на основе анализа ряда возмущений МПЗ в периоды различной магнитной активности показали, что вероятность появления в течение года очень больших магнитных бурь с индексами магнитной активности (К=9 и К=8) даже в период максимума не превышает 0,6% [2].

Исходя их вышеуказанного положения о том, что вероятность появления больших возмущений МПЗ мала, в нашей академии провели следующее исследование. Из более 100 витков орбит КА «Космос-321», на которых имелись записи возмущений МПЗ, отобрали 8 витков. На этих витках были проведены записи наибольших возмущений МПЗ. Протяженность этих участков от начала возникновения возмущений до их полного затухания занимает от 30^0 до 60^0. По времени эти участки длятся менее 10÷20 минут. Таким образом, оперативность решения задачи навигационного обеспечения КА с использованием магнитометрических средств является достаточно высокой.

В настоящее время для дальнейшего повышения оперативности решения задач навигационного обеспечения КА с использованием магнитометрических средств ведутся исследования по сокращению протяженности возмущенных участков орбит с использованием статистических методов фильтрации.

Второй особенностью вариаций МПЗ является достаточно высокая синхронность изменения параметров МПЗ в наземных и околоземных пунктах наблюдения, расположенных даже на больших расстояниях относительно друг друга (от нескольких десятков до сотен километров).

Такая синхронность и однородность протекания процессов изменения параметров МПЗ в околоземном пространстве обусловлена глобальностью источников вариаций МПЗ и значительной удаленностью их от точек наблюдения. Поэтому наземные данные о возмущениях МПЗ достаточно полно отражают характер изменения этих вариаций в околоземном пространстве.

Один из основных источников вариаций МПЗ – слой ионосферных токов, расположенный на высоте 100-120 км.

Другой источник вариаций МПЗ, располагающийся в экваториальной плоскости Земли, удален от ее поверхности на (3-10) R_0, где R_0 - радиус Земли.

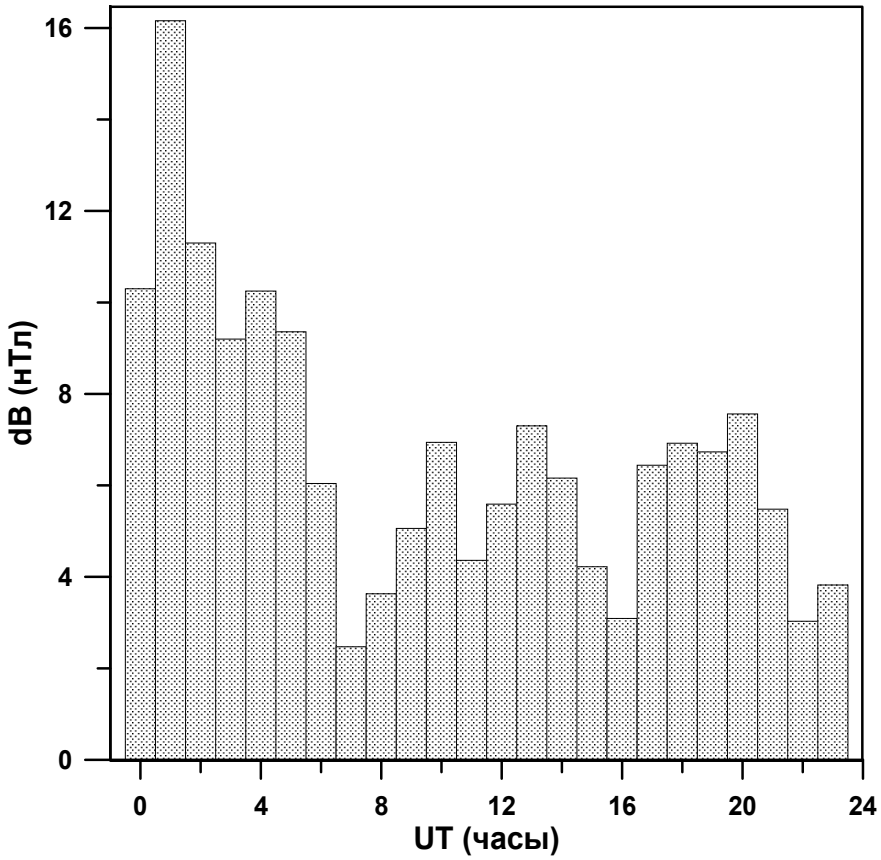


Рис. 1. Гистограмма распределения возмущений магнитного поля на орбите спутника в зависимости от мирового времени

В настоящее время для различных районов Земли собран достаточно обширный материал по синхронной записи вариаций МПЗ.

Для широт $0< \varphi < 40^0$ даже в период наиболее интенсивных магнитных возмущений горизонтальные градиенты составляют менее 0,6 нТл/км. При этом только в полосе высоких широт $50^0< \varphi < 70^0$ градиенты могут достигать 1 нТл/км. В этом случае амплитуда магнитных возмущений МПЗ может превышать 3000 нТл.

Следует отметить еще третью особенность вариации МПЗ – во времени они происходят достаточно медленно. Данный вывод был подтвержден анализом вариаций МПЗ при различных уровнях возмущений. В результате исследований свыше 100 малых, умеренных и больших магнитных бурь был сделан вывод о том, что наиболее вероятная скорость изменения параметров МПЗ в период возмущений составляет менее 0,8-1 нТл/мин [1].

К возмущениям МПЗ относятся вековые вариации. Их наличие проявляется в старении моделей МПЗ, в изменении их абсолютных значений параметров. Вековые вариации характеризуются средними значениями изменений в течение года параметров МПЗ для всей Земли по модулю вектора напряженности $\delta B_T \approx 25$ нТл, по магнитному склонению $\delta D \approx 30'$. Однако имеются так называемые главные фокусы, где изменения в течение года вертикальной составляющей δB_z достигают 100 нТл и более.

Основной характерной особенностью вековых вариаций МПЗ на поверхности Земли являются одновременное изменение параметров МПЗ на обширных территориях, охватывающих площадь диаметром в несколько десятков километров. Анализ результатов показывает, что максимальные градиенты вековой вариации МПЗ обычно в течение года не превышают $\nabla \delta B_T \leq 2$ нТл на 100 км.

Таким образом, ошибки учета вековых вариаций наземных и приземных магнитных карт носят систематический характер.

Следует отметить, что с увеличением высоты над поверхностью Земли влияние аномальных вековых вариаций на изменение параметров модели МПЗ уменьшается. Эти изменения параметров МПЗ происходят на площади, равной сотням и тысячам километров, и учесть их можно, введя в аналитическое представление МПЗ, например, в ряд Гаусса дополнительные члены $\dot{g}_n^m\left(t-t_o\right)$, $\dot{h}_n^m\left(t-t_o\right)$. Исследования, проведенные с помощью ряда Гаусса, показали, что горизонтальные градиенты МПЗ, обусловленные вековыми вариациями, для больших высот составляют менее 0,01 нТл/км в год.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Исходя из проведенного анализа многовитковых измерений возмущений МПЗ на КА, показана возможность повышения оперативности решения навигационного обеспечения ЛА путем проведения коррекции бесплатформенных инерциальных систем навигации с использованием магнитометрических средств на каждом витке орбит за исключением участков с возмущением МПЗ. Угловые размеры данных участков вдоль орбиты не превышают $30^0 \div 60^0$.
2. На основании анализа глобальных низкочастотных возмущений МПЗ и для уменьшения их отрицательного влияния на точность решения задач геофизического и навигационного обеспечения ЛА целесообразно использовать дифференциальные статистические методы обработки магнитометрических измерений.
3. На основании измерений МПЗ на КА показана зависимость от мирового времени возмущений МПЗ. Выявлено, что максимум возмущений наблюдается в послеполуночные часы.+

Список используемых источников

1. *Яновский Б.М.* Земной магнетизм. Л.: Изд. ЛГУ, 1978, – 579 с.
2. *Гурьев И.С.* Адаптивные магнитометрические системы контроля пространственного положения. Л.: Энергоатомиздат, 1985. – 96 с.
3. *Михлин Б.З., Селезнёв А.В.* Геомагнитная навигация. М.: Машиностроение, 1976. – 280 с.
4. *Копытенко Ю.А., Петрова А.А.* Результаты разработки и применения компонентной модели магнитного поля Земли в интересах магнитной картографии и геофизики // Фундаментальная и прикладная гидрофизика, №2, 2016. – с. 30-45.
5. Каталог измеренных и вычисленных значений модуля напряженности геомагнитного поля вдоль орбит спутника «Космос-321». Изд. Наука, 1976. – 180 с.

А.С. Крюковский,
Д.С. Лукин,
Е.А. Палкин,
Д.В. Растягаев
Российский новый университет, г. Москва

СТРУКТУРНО УСТОЙЧИВЫЕ ФОКУСИРОВКИ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ В ЗАДАЧАХ КОРОТКОВОЛНОВОЙ РАДИОЛОКАЦИИ И ИХ КЛАССИФИКАЦИЯ НА ОСНОВЕ ТЕОРИИ КАТАСТРОФ

Выполнен обзор основных результатов, посвященных применению волновой теории катастроф к задачам распространения, фокусировки и дифракции радиоволн. Рассмотрены лучевые и каустические структуры, а также волновые поля в фокальных областях.

A review of the main results devoted to the application of the wave theory of catastrophes to problems of propagation, focusing, and diffraction of radio waves is reviewed. Ray and caustic structures as well as wave fields in the focal regions are considered.

Ключевые слова: моделирование волновых процессов, распространение, дифракция, рассеяние электромагнитных волн, электромагнитные сигналы, ионосфера, магнитосфера, пространственные и пространственно-временные фокусировки, волновые катастрофы

ВВЕДЕНИЕ

На основе применении волновой теории катастроф рассмотрено математическое и численное моделирование распространения, фокусировки и дифракции электромагнитных волн в неоднородной, нестационарной и диспергирующей ионосферной плазме. Применение теории катастроф в задачах распространения радиоволн является необходимым, поскольку традиционное лучевое описание волнового поля в окрестности каустик и их особенностей является неудовлетворительным (Рис.1,2) [1,2]. Каустики и их особенности (катастрофы) возникают во многих радиофизических задачах, и их описание является решающим для многих физических эффектов [1, 3-6].

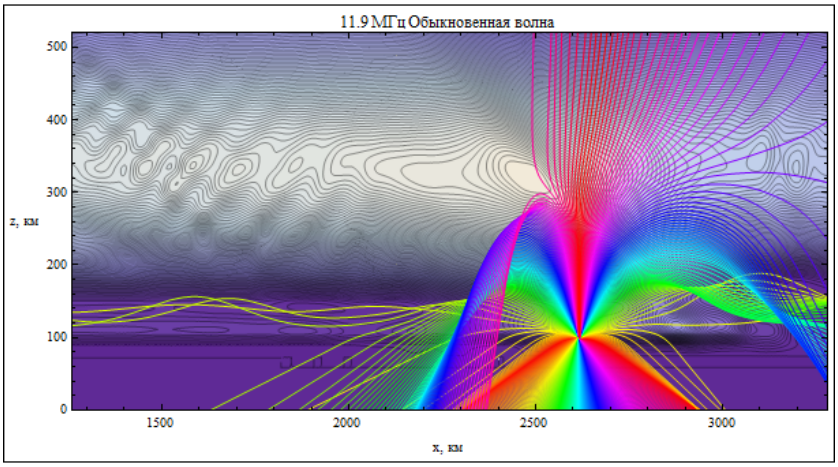


Рис. 1. Лучевое распространение в окрестности экваториальной аномалии. Источник излучения приподнят над поверхностью Земли.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ

Согласно волновой теории катастроф [3,5,7-9] равномерная асимптотика поля в окрестности сингулярности основных Σ типа имеет вид:

$$U(\Lambda,\vec{q}) \cong \exp\left[i\Lambda\Theta(\vec{q})\right]\times\left[l_1 \mathrm{I}^{\Sigma}\left(\vec{S}(\Lambda,\vec{q})\right)+\sum_{j=2}^{N} l_j \frac{\partial \mathrm{I}^{\Sigma}\left(\vec{S}\right)}{\partial S_{j-1}}\right], \qquad \vec{S}=\left(\vec{\lambda},\vec{a}\right), \tag{1}$$

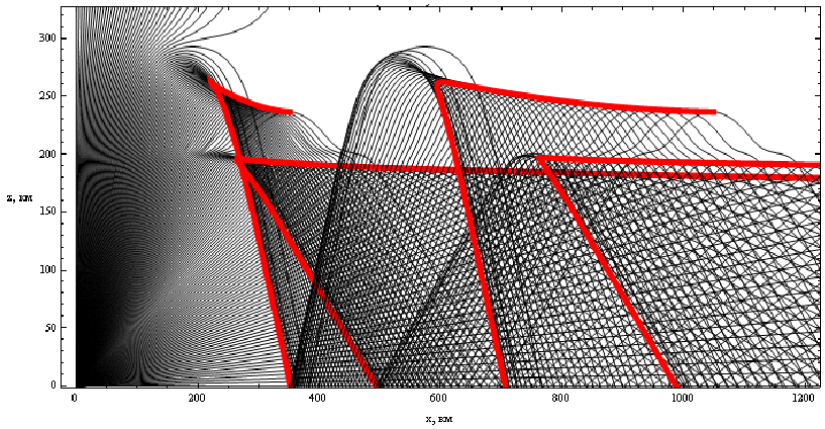


Рис. 2. Лучевая и каустическая структуры при однократном и двукратном отражении от поверхности Земли (каустики – толстые линии, лучи – тонкие линии).

где

$$l_j = \sum_{n=0}^{+\infty} l_j^{(n)}(\Lambda, \vec{q}) = \Lambda^{\sigma_j} \sum_{n=0}^{+\infty} \frac{1}{\Lambda^n} \tilde{l}_j^{(n)}(\vec{q}) \tag{2}$$

– коэффициенты асимптотического разложения, и

$$\mathrm{I}^{\Sigma}\left(\vec{\lambda}, \vec{a}\right) = \int_{-\infty}^{+\infty} \ldots \int_{-\infty}^{+\infty} \exp\left[iF_{\Sigma}\left(\vec{\xi}, \vec{a}, \vec{\lambda}\right)\right] \mathrm{d}\vec{\xi} \tag{3}$$

– специальная функция волновой катастрофы–СВК [11,12].

Для определения коэффициентов асимптотического разложения в терминах амплитуды и фазы интегранты строятся цепочки рекуррентных соотношений в следующей форме [10,13]:

$$\Lambda^{\frac{\delta}{2}} f|\Delta| = \left(l_1^{(0)}\right)_g + i \sum_{j=2}^{N_g} \frac{\partial F_{\Sigma}}{\partial S_{j-1}^g} \left(l_j^{(0)}\right)_g + \sum_{j=1}^{\delta} \frac{\partial F_{\Sigma}}{\partial \xi_j} \left(H_j^{(0)}\right)_g , \tag{4}$$

$$i \sum_{j=1}^{\delta} \frac{\partial \left(H_j^{n-1}\right)_g}{\partial \xi_j} = \left(l_1^{(n)}\right)_g + i \sum_{j=2}^{N_g} \frac{\partial F_{\Sigma}}{\partial S_{j-1}^g} \left(l_j^{(n)}\right)_g + \sum_{j=1}^{\delta} \frac{\partial F_{\Sigma}}{\partial \xi_j} \left(H_j^{(n)}\right)_g . \tag{5}$$

Универсальная деформация, присутствующая в (3), выглядит следующим образом:

$$F_{\Sigma}\left(\vec{\xi}, \vec{a}, \vec{\lambda}\right) = \varphi_0^{\Sigma}(a, \xi_1, \ldots, \xi_{\bar{\kappa}}) + \sum_{j=1}^{L} \lambda_j \varphi_j^{\Sigma}(\xi_1, \ldots, \xi_{\bar{\kappa}}) + \sum_{j=1+\bar{\kappa}}^{\kappa} \pm \xi_j^2 , \tag{6}$$

где

$$\varphi_0^{\Sigma}(a, \xi_1, \ldots, \xi_{\bar{\kappa}}) \tag{7}$$

это нормальная форма, а

$$\varphi_j^{\Sigma}(\xi_1, \ldots, \xi_{\bar{\kappa}}) \tag{8}$$

– возмущения.

Аналогичные результаты получены нами при решении задачи дифракции на телах с границами, в которых возникают краевые и угловые катастрофы [7,9,10].

ЧИСЛЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ. КАУСТИКИ

На рисунках 3-6 показаны характерные сечения каустик (толстые линии) и лучевые структуры (точки) ряда основных катастроф в соответствии с их классификацией [1-3,8,13].

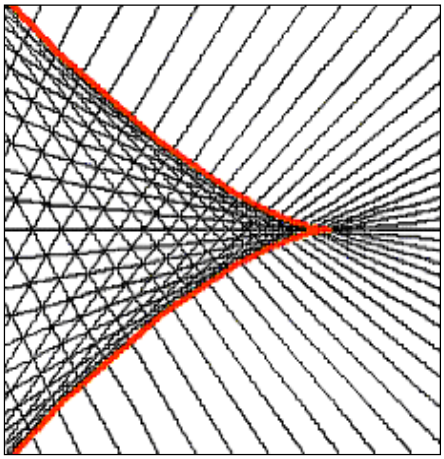


Рис. 3.

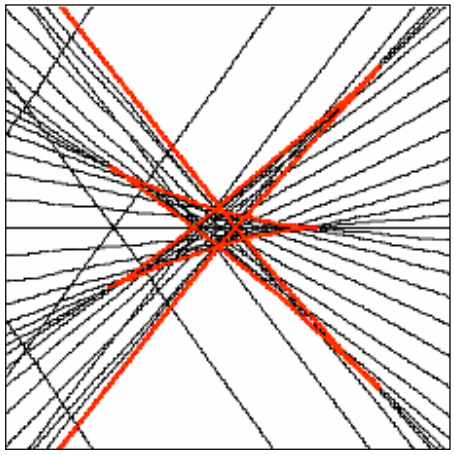


Рис. 4.

Лучевая и каустическая структуры простой катастрофы A_3 (клюв) – рис.3; лучевая и каустическая структуры простой каспоидной катастрофы A_7 (звезда) – рис.4.

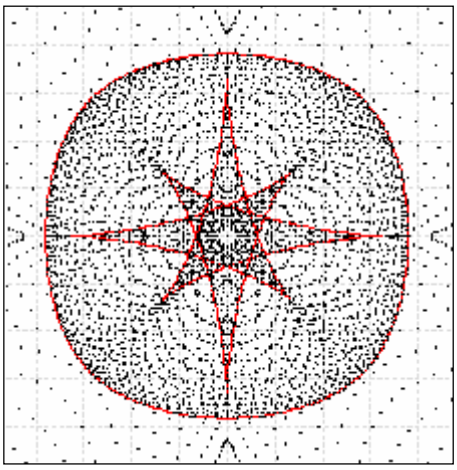


Рис. 5.

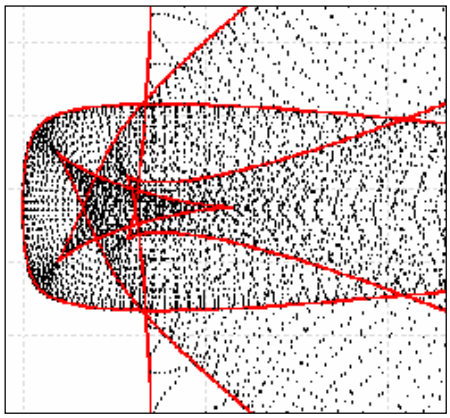


Рис. 6.

Лучевая и каустическая структуры унимодальной катастрофы X_9 – рис.5; лучевая и каустическая структуры унимодальной катастрофы J_{10} – рис.6.

Численные результаты. Поля: распространение и фокусировка. Рис. 7-9 иллюстрируют применение теории катастроф к описанию распространения волн в ионосферной плазме. Источником излучения является магнитный диполь. На рис. 7 показана общая лучевая структура и выделена область, в которых формируется катастрофа, типа "бабочка" (A5). Этот фрагмент более подробно показан на рис. 8. Вертикальной линией выделен разрез, в котором построена амплитуда поля на рис. 9 [14].

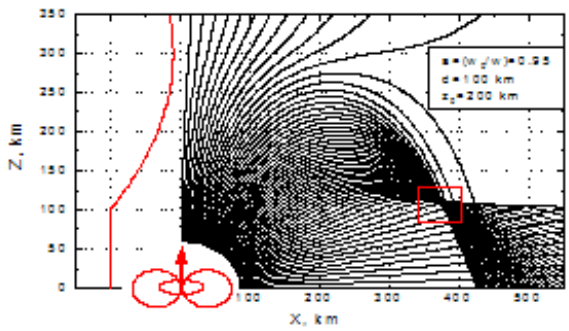


Рис. 7.

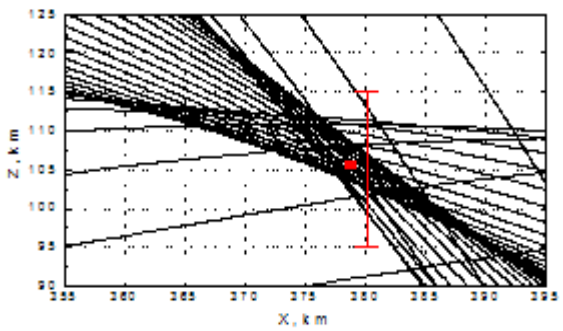


Рис. 8.

Общая лучевая структура в ионосферной плазме – рис.7; фрагмент рис. 7 с каустической структурой – рис.8.

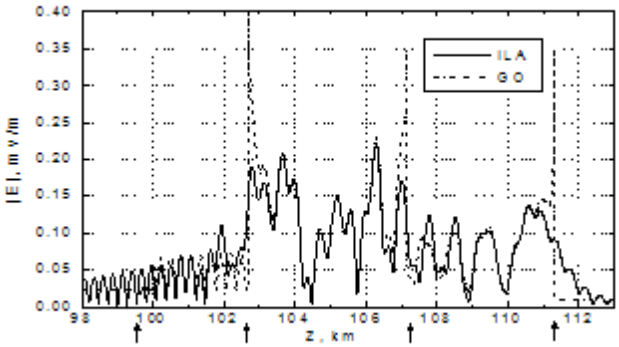


Рис. 9. Амплитуда поля, построенная методами волновой теории катастроф. Лучевое приближение показано пунктиром.

На рисунках 10-13 представлены линии равного уровня волнового поля в фокальной области. На рис. 10 показана амплитуда поля в окрестности клюва (каустического острия) (А3), а на рис. 11 показано фазовая структура СВК этой особенности. На рисунках 12 и 13 приведены амплитудные структуры поля, соответствующие гиперболической омбилике (D_4^-). На рис. 12 разрез, проходит через центр фокусировки, и на рис. 13 – вдали от особенности.

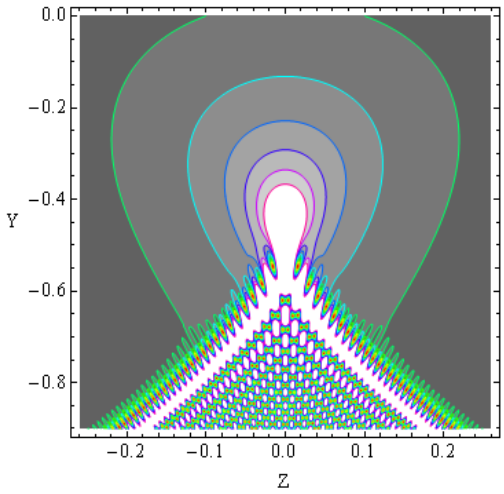


Рис. 10.

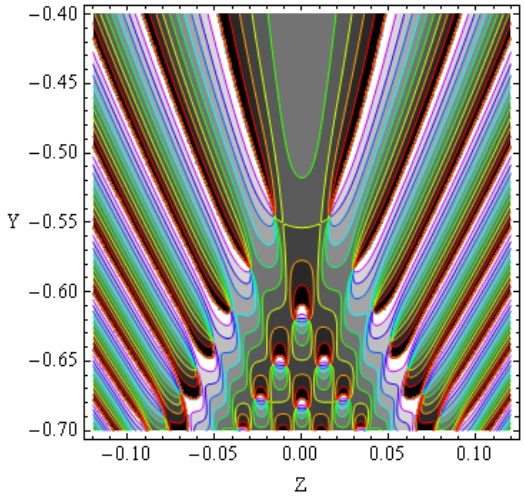


Рис. 11.

Изолинии амплитуды поля, соответствующие к катастрофе A_3 –Рис. 10; контурные линии фазы СВК (3), соответствующий катастрофе A_3 –Рис. 11.

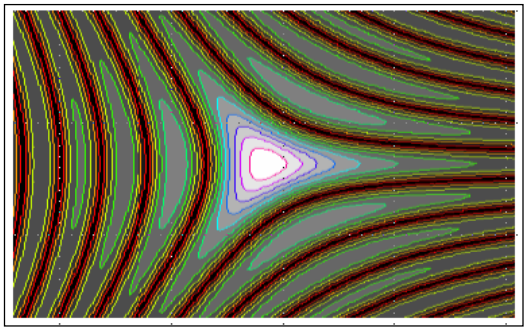


Рис. 12.

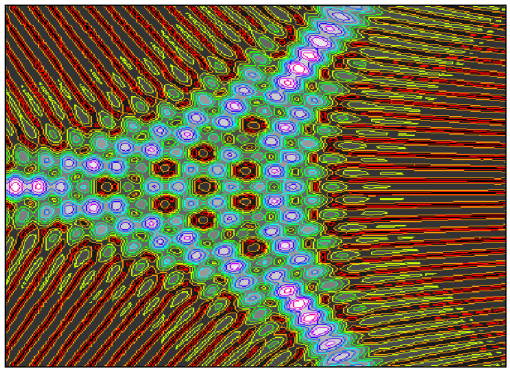


Рис. 13.

Изолинии амплитуды, соответствующие катастрофе (D_4^-), центральное сечение – рис. 12; Изолинии амплитуды, соответствующие катастрофе (D_4^-), не центральное сечение – рис. 13.

ЧИСЛЕННЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ. ПОЛЯ: ДИФРАКЦИЯ

На рисунках 14-17 показаны линии равного уровня амплитуд волновых полей в случае сочетания процессов фокусировки излучения и дифракции на препятствии. Рис. 14 описывает совместную фокусировку первичного и вторичного краевых лучей типа А3. На рис. 15 и 16 показана фокусировка краевых лучей типа А2, которая возникает или на фоне сильного первичного поля (рис. 15), или в области тени (рис. 16).

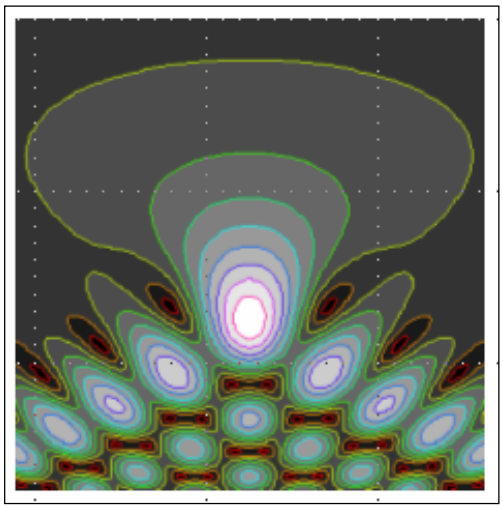


Рис. 14.

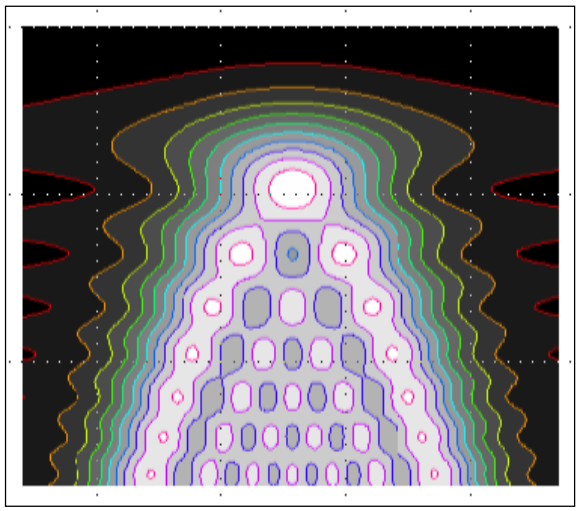


Рис. 15.

Изолинии амплитуды, соответствующие краевой катастрофе $K_{4,2}$ – рис. 14; изолинии амплитуды поля, соответствующие краевой катастрофе C_3^+ – рис. 15.

На рис. 17, показана амплитудная структура, возникающая при дифракции волны на угловом вырезе и соответствующая угловой катастрофе A_1^4.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Помимо стационарных задач о распространении, дифракции и фокусировке излучения, методы теории катастроф волны нашли широкое применение при решении задач на распространение радио и видео импульсов в диспергирующих средах [15-21]. Необходимо отметить, что для определения положения центров фокусировок (топологических центров катастроф) найдены дифференциальные необходимые и достаточные условия, содержащие уравнения, включающие различные производные фазовой функции по внутренним параметрам [9, 13, 22]. Исследованы устойчивые фокусировки, возникающие при нарушении симметрии волнового фронта [23]. Выполнены численные сопоставления результатов моделирования, выполненных как методом волновой теории катастроф, так и другими асимптотическими методами [24, 25]. Результаты, полученные нами, обобщены в Информационной системе "wavecat.rosnou.ru" [6].

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований (гранты № 18-02-00544-а, №17-02-01183-а).

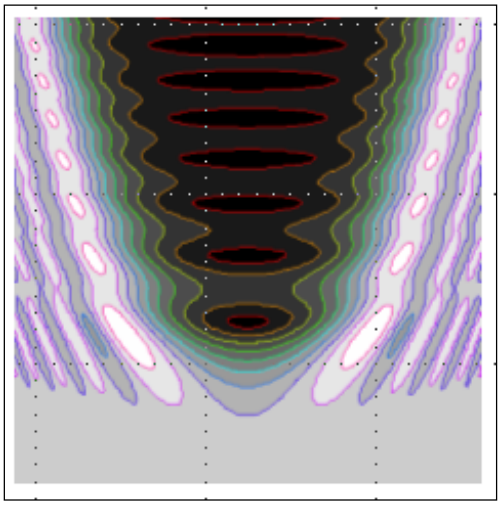


Рис. 16.

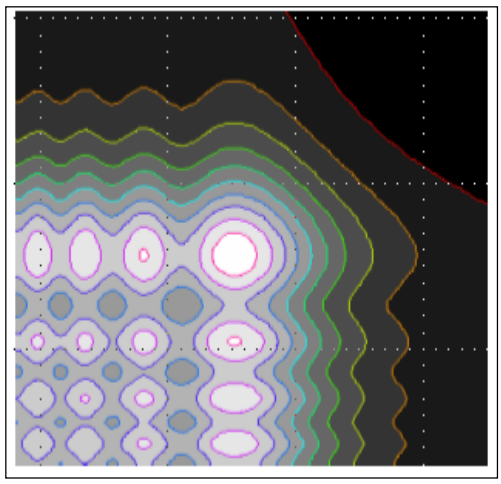


Рис. 17.

Изолинии амплитуды поля, соответствующие краевой катастрофе C_3^- – рис. 16.; Изолинии амплитуды поля, соответствующие угловой катастрофе A_1^4 – рис.17.

Список используемых источников

1. Лукин Д.С., Палкин Е.А. Численный канонический метод в задачах дифракции и распространения электромагнитных волн в неоднородных средах. М.: МФТИ, 1982. 159 с.
2. Крюковский А.С., Лукин Д.С., Кирьянова К.С. Метод расширенной бихарактеристической системы при моделировании распространения радиоволн в ионосферной плазме. // Радиотехника и электроника, М.: Наука. 2012. Т.57. №9. С. 1028-1034.
3. Kryukovskii A. S., Lukin D. S., Rastyagaev D. V. Construction of Uniform Asymptotic Solutions of Wave-Type Differential Equations by Methods of Catastrophe Theory // Russian Journal of Mathematical Physics, Vol. 16, No. 2, 2009, pp. 232-245.
4. Крюковский А.С., Лукин Д.С., Палкин Е.А., Растягаев Д.В. Теория катастроф и её приложения к описанию фокусировки, дифракции и распространения волновых полей. // Труды МФТИ (ГУ), 2009. Т.1. № 2. С. 54 – 71.
5. Крюковский А.С., Лукин Д.С., Палкин Е.А., Растягаев Д.В. Волновые катастрофы – фокусировки в дифракции и распространении электромагнитных волн. // Радиотехника и электроника, 2006. Т.51. №10. С. 1155-1192.
6. Дорохина Т.В., Крюковский А.С., Лукин Д.С. Информационная система «Волновые катастрофы в радиофизике, акустике и квантовой механике». // Электромагнитные волны и электронные системы. 2007. Т.12. № 8. С.71-75.
7. Kryukovsky A. S., Lukin D. S., Palkin E. A. Uniform asymptotics for evaluating oscillatory edge integrals by methods of catastrophe theory // Soviet journal of Numerical Analysis and Mathematical Modelling. 1987. V. 2. № 4. P. 219 - 312.
8. Крюковский А.С., Лукин Д.С., Палкин Е.А. Равномерные асимптотики интегралов от быстроосциллирующих функций с вырожденными седловыми точками: Препринт / ИРЭ АН СССР. М., 1984. 41 (413). 75 с.
9. Крюковский А. С., Лукин Д. С., Палкин Е. А. Краевые и угловые катастрофы в задачах дифракции и распространения волн. Казань: Каз. авиационный ин-т, 1988. 199 с.
10. Крюковский А.С., Лукин Д.С. Построение равномерной геометрической теории дифракции методами краевых и угловых катастроф. // Радиотехника и электроника. 1998. Т. 43. № 9. С. 1044-1060.

11. Крюковский А.С., Лукин Д.С. Теория расчета эталонных фокальных и дифракционных электромагнитных полей на основе специальных функций волновых катастроф. // Радиотехника и электроника, 2003. Т.48. №8. С. 912-921.

12. Kryukovsky A. S., Rogachev S. V., Lukin D. S. Special Software for Computing the Special Functions of Wave Catastrophes // Revista de Matematica: Teoria y Aplicaciones, San Pedro Montes de Oca, San Jose, Costa Rica: Universidad de Costa Rica, V. 22, No 1, 2015, pp. 21-30.

13. Крюковский А.С. Равномерная асимптотическая теория краевых и угловых волновых катастроф. Монография. М.: РосНОУ, 2013.–368 с.

14. Карепов С.Л., Крюковский А.С. Расчет электромагнитного поля в параболическом плазменном слое методом интерполяционной локальной асимптотики. //Вопросы дифракции и распространения электромагнитных волн. Межвед. сб. /М.: МФТИ. 1999. С.74–90.

15. Крюковский А.С., Растягаев Д.В., Вергизаев И.А. Трехмерные пространственно-временные фокусировки волновых полей типа катастроф. // Радиотехника и электроника. 1999. Т. 44. № 4. С. 455 - 462.

16. Крюковский А.С., Лукин Д.С., Растягаев Д.В. Теория пространственной фокусировки видеоимпульсов в диспергирующих средах. // Электромагнитные волны и электронные системы. 2007. Т.12. № 8. С.15-25.

17. Kryukovskii A.S., Lukin D.S., Rastyagaev D.V., Skvortsova (Bova) Y.I. Mathematical Simulation of Propagation of Frequency-modulayed Radio Waves in Ionospheric Plasma // Journal of Communications Technology and Electronics, Vol. 60, No10, 2015, P. 1049-1057. DOI: 10.7868/S0033849415100071.

18. Крюковский А.С., Зайчиков И.В. Особенности распространения радиоимпульсов в средах с дисперсией. // Электромагнитные волны и электронные системы. 2008. Т.13. № 8. С. 36-41.

19. Крюковский А.С., Скворцова Ю.И. Применение теории катастроф для описания пространственно-временной структуры частотно-модулированного сигнала в плазме // Электромагнитные волны и электронные системы. 2013. Т. 18. № 8. С. 18-23.

20. Аллин И.В., Крюковский А.С. Особенности распространения видеоимпульсов в плазме в окрестности светового конуса. // Электромагнитные волны и электронные системы. 2007. Т.12. № 8. С.26-40.

21. Крюковский А.С., Скворцова Ю.И. Классификация пространственно-временных краевых катастроф и равномерные асимптотические решения волновых уравнений, описывающих распространение волн в ионосферной плазме // Вестник Российского нового университета. Серия: Сложные системы: модели, анализ и управление. 2016. № 4. С. 5-12.

22. Крюковский А.С., Растягаев Д.В. О необходимых и достаточных условиях образования каспоидных катастроф. // Распространение и дифракция волн в неоднородных средах. Сб./ М.: МФТИ 1989. С.56-60.

23. Крюковский А.С., Растягаев Д.В. Исследование устойчивых фокусировок, возникающих при нарушении симметрии волнового фронта. // Дифракция и распространение электромагнитных волн. Сб./ М.: МФТИ, 1993. С. 20-37.

24. Крюковский А.С., Лукин Д.С., Палкин Е. А. Численное сравнение двух асимптотических методов решения задач дифракции волн в плавнонеоднородных средах // Изв. МВ и ССО СССР (Радиофизика). 1986. Т. 29. № 1. С. 79 - 88.

25. Андреева Е.С., Крюковский А.С., Куницын В.Е., Лукин Д.С., Растягаев Д.В., Кирьянова К.С. Моделирование лучевой и каустической структуры электромагнитных полей по данным радиотомографии ионосферы в окрестности экваториальной аномалии. // «Распространение радиоволн», сб.докл. XXIII Всероссийской научной конференции. (23–26 мая 2011; Йошкар-Ола) /Йошкар-Ола: Марийский государственный технический университет, 2011. Т.3 С. 288-291.

Ю.Ю. Куликов*,
доктор физико-математических наук;
В.Г. Рыскин*,
кандидат физико-математических наук;
А.В. Поберовский**,
кандидат физико-математических наук;
В.А. Юшков***,
кандидат физико-математических наук;
Научно-исследовательский институт физики, г. Санкт-Петербург – Петродворец
Институт прикладной физики РАН, г. Нижний Новгород
Центральная аэрологическая обсерватория, г. Долгопрудный

ВЛИЯНИЕ ВНЕЗАПНЫХ СТРАТОСФЕРНЫХ ПОТЕПЛЕНИЙ НА ВЕРТИКАЛЬНУЮ СТРУКТУРУ ОЗОНА СРЕДНЕЙ АТМОСФЕРЫ В ПОЛЯРНЫХ ШИРОТАХ АРКТИКИ

Изложены результаты исследования методом микроволновой радиометрии динамики содержания озона в средней атмосфере над Петергофом во время стратосферного потепления зимой 2016-2017 годов. В наземных наблюдениях был использован мобильный микроволновый озонометр (рабочая частота 110.8 ГГц). Выполнены оценки вертикального распределения озона в области высот 22-60 км. Эти результаты были сопоставлены с бортовыми данными об общем содержании озона и высотными профилями озона и температуры в средней атмосфере. В атмосфере над Петергофом были отмечены значительные (в несколько раз) вариации содержания озона на высотах 40-60 км, которые были вызваны стратосферным потеплением минорного типа.

Ключевые слова: средняя атмосфера, внезапные стратосферные потепления, озон

ВВЕДЕНИЕ

В последнее время снова возник интерес к исследованиям взаимодействия средней (высоты 50-100 км) и верхней атмосферы (высоты выше 100 км). В результате проведенных экспериментов по искусственному воздействию на нижнюю ионосферу мощным КВ-радиоизлучением было обнаружено новое физическое явление – уменьшение интенсивности микроволнового излучения мезосферы в линии озона при нагреве ионосферы стендом СУРА [1, 2]. Взаимодействие ионосферы и мезосферного озона может возникать во время естественных возмущений, такие как внезапные стратосферные потепления. Отличной иллюстрацией такого события может служить потепление 2012-2013 гг. В микроволновых и оптических наблюдениях в умеренных широтах над Томском (56°с.ш., 85°в.д.) были отмечены заметные вариации озона и температуры на всех высотах средней атмосферы [3, 4]. Концентрация озона на высотах от 25 до 60 км изменялась от 1.5 до 2 раз. Это было уникальное потепление, которое вызвало приращение температуры на уровне 10 гПа на 70 К относительно среднемесячного уровня. Суточные колебания озона на высоте 60 км, связанные с заходом и восходом Солнца, составили всего около 30%. Кроме того, это же потепление, согласно работе [5], вызвало вариации полного электронного содержания около 100% в экваториальной ионосфере. В средних и полярных широтах изменения содержания электронов также связывают с вариациями нейтрального состава во время возмущений в тропосфере и стратосфере [6]. В работе [7] предполагается, что флуктуации в озоне средней атмосферы, вызванные потеплениями, могут воздействовать на ионосферу через приливные волны.

В настоящем сообщении мы представляем результаты микроволновых наблюдений озона средней атмосферы в Петергофе (60°с.ш., 30°в.д.) в январе-марте 2016 года и в ноябре-марте 2016-2017 гг. во время небольших стратосферных потеплений. Следует отметить, что использование метода наземной микроволновой радиометрии дает важную дополнительную информацию о поведении озона средней атмосферы при естественных и антропогенных возмущениях.

МОБИЛЬНЫЙ МИКРОВОЛНОВЫЙ ОЗОНОМЕТР. МЕТОДИКА ИЗМЕРЕНИЙ

Метод микроволновой наземной радиометрии основан на измерениях вращательных спектров излучения малых газовых составляющих (в нашем случае озон) в диапазонах миллиметровых и субмиллиметровых волн. Микроволновые наблюдения слабо зависят от погодных условий и присутствия в атмосфере аэрозолей, а это является преимуществом по сравнению с наблюдениями в оптическом и инфракрасном диапазонах длин волн. Кроме того, микроволновые наблюдения озона могут выполняться круглосуточно. В последнее десятилетие нам удалось достичь определенных успехов на пути создания мобильных микроволновых спектрометров [8].

Микроволновый озонометр состоит из гетеродинного неохлаждаемого приемника, настроенного на фиксированную частоту 110836.04 МГц, которая соответствует вращательному переходу молекулы озона $6_{0,6} - 6_{1,5}$, и многоканального анализатора спектра. На входе приемника находится модуль, который включает в себя антенну (скалярный рупор) и коммутатор для калибровки интенсивности принимаемого атмосферного излучения в линии озона. Ширина диаграммы направленности рупорной антенны по уровню – 3 дБ составляет 5.4°. Однополосная шумовая температура приемника составляет 2500 К, режим приема в одной полосе обеспечивается запредельным фильтром с прямыми потерями 0.5 дБ и подавлением зеркального канала более 20 дБ. Анализатор спектра состоит из 31 фильтра с полосой пропускания от 1 МГц до 10 МГц и полной полосой анализа 240 МГц.

Параметры прибора позволяют измерять за 15 мин спектр линии излучения озона с точностью ~ 2%. Измерения спектров теплового излучения атмосферы выполняются методом калибровки по двум «чернотельным» эталонам, которые находятся при температуре кипения жидкого азота и при температуре окружающего воздуха.

Информация о содержании O_3 содержится в измеряемом спектре интегрального радиоизлучения средней атмосферы. С помощью инверсии получаемых спектров можно получить данные о вертикальном распределении озона (ВРО) в атмосфере. Критерием правильности решения обратной задачи являлось наилучшее соответствие спектральной линии озона, рассчитанной по восстановленному профилю концентрации O_3 с исходным экспериментальным спектром. Погрешность определения ВРО по его измеренным спектрам вышеописанным прибором не превышает 20%.

Один из таких мобильных озонометров был установлен в 2007 г. на физическом факультете Санкт-Петербургского университета в Петергофе [9]. Прибор выполняет непрерывные микроволновые наблюдения озона средней атмосферы по настоящее время [10].

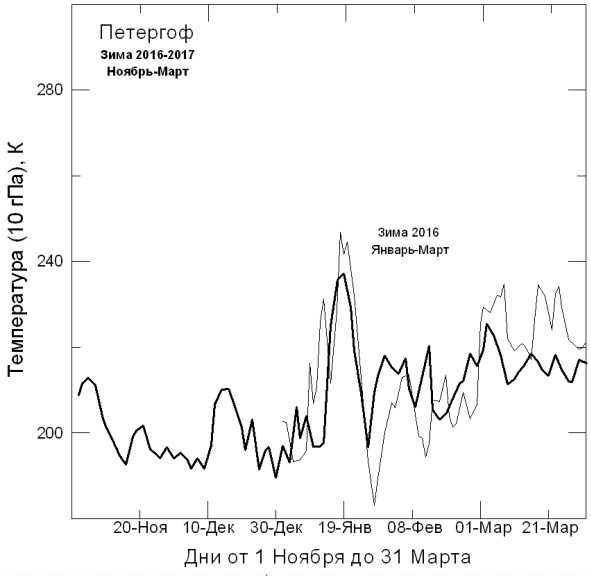


Рис. 1. Временной ход температуры на уровне 10 гПа над Петергофом зимой 2016-2017 по данным MLS/Aura

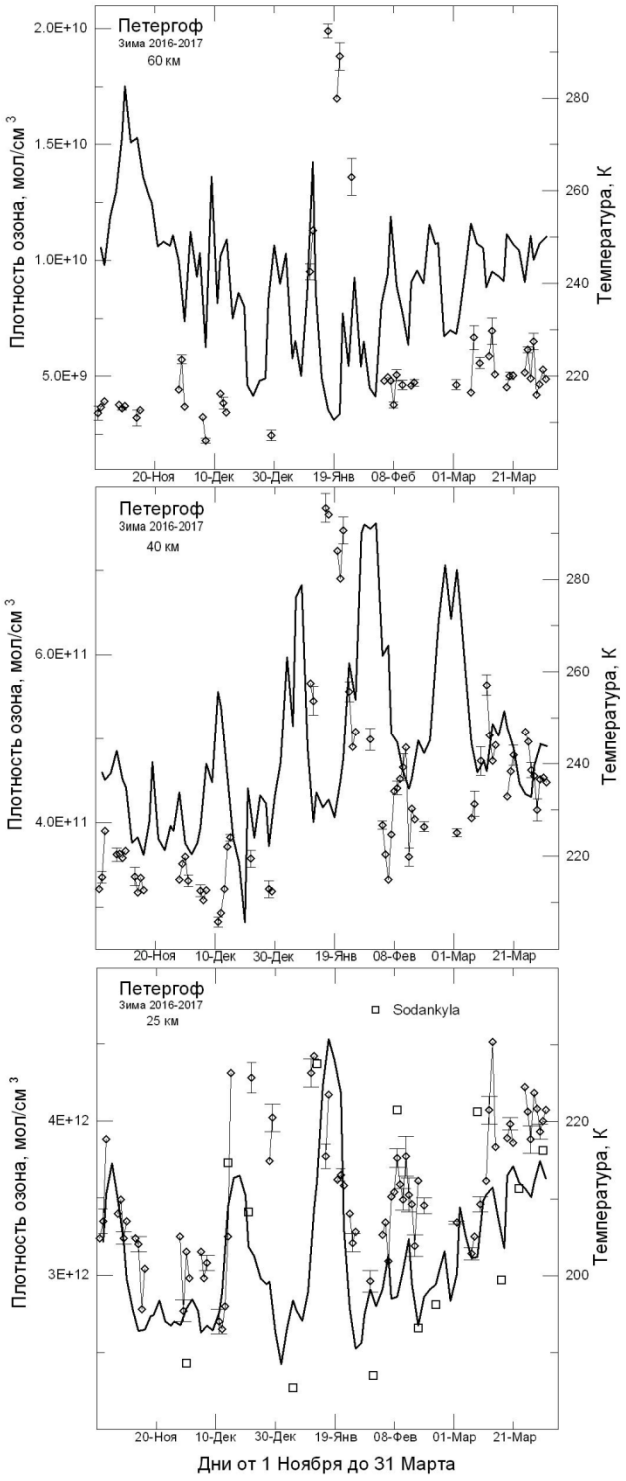


Рис. 2. Поведение озона (ромбы) и температуры (сплошная линия) на высотах средней атмосферы 25, 40 и 60 км. Квадратами показано поведение озона на высоте 25 км – это прямые баллонные измерения в Sodankyla.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ИХ ОБСУЖДЕНИЕ

Ряд данных наблюдений озона средней атмосферы над Петергофом составлял по длительности около 8 месяцев, начиная с января 2016 года. Наземные микроволновые данные были сопоставлены с бортовыми измерениями озона и температуры средней атмосферы MLS/Aura и SABER. Кроме того, было выполнено сравнение данных наземного микроволнового зондирования с данными из прямых измерений вертикальных профилей озона в обсерваториях, которые расположены за Полярным кругом – это Sodankyla (67°с.ш., 27°в.д.), Summit (73°с.ш.,

38°з.д.) и Салехард (67°с.ш., 67°в.д.), на первых двух станциях происходят регулярные запуски баллонных озонозондов.

На Рис. 1 приведены данные бортовых измерений MLS/Aura над Петергофом по температуре на уровне 10 гПа, примерно соответствует 30 км, для зимы 2016-2017 гг. В эту зиму произошло два небольших стратосферных потепления в районе 19 января. Одно из них в январе-марте 2016 года (тонкая кривая), а другое в январе 2017 года (жирная кривая). Каждое потепление продолжалось около 10 дней, а максимальное отклонение температуры от фона составляло около 40 К. Для сравнения минорное потепление над Петергофом зимой 2013-2014 гг. имело продолжительность динамических возмущений около 2.5 месяцев [13].

На Рис. 2 представлены временные изменения озона (ромбы, наземное микроволновое зондирование) и температуры (сплошная линия, данные MLS/Aura) на высотах средней атмосферы 25, 40 и 60 км над Петергофом зимой 2016-2017 гг. Самые большие вариации озона (до четырёх раз) возникли на высотах 40 – 60 км. Эти вариации были непродолжительными (несколько дней) и произошли на 19 января 2016 и 2017 года. Обращают на себя внимание квазипериодические изменения температуры на высоте 40 км, амплитуда которых достигала 50 К. Изменения озона и температуры свидетельствуют о главенстве динамических процессов во время перестройки атмосферной циркуляции.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В настоящей работе получен важнейший результат, который касается обнаружения больших флуктуаций в озоне на высотах 40-60 км во время минорных стратосферных потеплений в приполярных широтах.

Список используемых источников

1. *Куликов Ю.Ю., Григорьев Г.И., Красильников А.А., Фролов В.Л.* Вариации микроволнового излучения мезосферы при нагреве нижней ионосферы мощными КВ радиоволнами. // Изв. ВУЗов – Радиофизика. – 2012. – Т. 55., № 1–2. – С. 57 – 65.

2. *Куликов Ю.Ю., Фролов В.Л., Григорьев Г.И., Демкин В.М., Комраков Г.П., Красильников А.А., Рыскин В.Г.* Отклик мезосферного озона на нагрев нижней ионосферы мощным КВ радиоизлучением. // Геомагнетизм и аэрономия. – 2013. – Т. 53., № 1. – С. 102 –109.

3. *Маричев В.Н., Матвиенко Г.Г., Лисенко А.А., Бочковский Д.А., Куликов Ю.Ю., Красильников А.А., Рыскин В.Г., Демкин В.М.* Микроволновые и оптические наблюдения озона и температуры средней атмосферы во время стратосферного потепления в Западной Сибири. // Оптика атмосферы и океана. – 2014. – Т. 27., № 1. – С. 46 – 52.

4. *Matvienko G.G., Kulikov Y.Y., Marichev V.N., Bochkovsky D.A., Krasilnikov A.A., Ryskin V.G.* Study of the influence of the stratospheric warming in January 2013 on the vertical structure of ozone and temperature in the middle atmosphere over Tomsk using microwave and lidar diagnostics. // ILRC 27 EPJ Web of Conferences 119, 24002. – 2016. DOI: 10.1051/epjconf/2016119224002.

5. *Goncharenko L., Chau J.L., Condor P., Coster A., and Benkevitch L.* Ionospheric effects of sudden stratospheric warming during moderate-to-high solar activity: Case study of January 2013. // Geophys. Res. Lett. – 2013. – V. 40. – P. 4982 – 4986. DOI:10.1002/grl.50980.

6. *Kazimirovsky E.S.* Coupling from below as a source of ionospheric variability: a review. // Ann. of Geophys. – 2002. – V. 45, No. 1. – P. 1 – 29.

7. *Goncharenko L.P., Coster A.J., Plumb R.A., Domeisen D.I.V.* The potential role of stratospheric ozone in the stratosphere-ionosphere coupling during stratospheric warmings. // Geophys. Res. Lett. – 2012. V. 39, L08101, doi:10.1029/2012GL051261.

8. *Kulikov Y.Y., Krasilnikov A.A., Shchitov A.M.* New mobile ground-based microwave instrument for research of stratospheric ozone (some results of observation). // The Sixth International Kharkov Symposium on Physics and Engineering of Microwaves, Millimeter, and Submillimeter Waves (MSMW'07) Proceedings, Kharkov, Ukraine, June 25 – 30. – 2007. V. 1. – P. 62 – 66.

9. *Тимофеев Ю.М., Косцов В.С., Поберовский А.В., Куликов Ю.Ю., Красильников А.А.* Измерения вертикальных профилей содержания озона над Санкт-Петербургом наземной микроволновой аппаратурой. // Вестник Санкт-Петербургского университета, Серия 4 (Физика и химия), Выпуск 4, декабрь. – 2008. – С. 44 – 53.

10. *Бочковский Д.А., Виролайнен Я.А., Куликов Ю.Ю., Маричев В.Н., Поберовский А.В., Рыскин В.Г., Тимофеев Ю.М.* Наземный микроволновый мониторинг озона средней атмосферы над Санкт-Петербургом и Томском во время стратосферного потепления зимой 2013-2014 гг. // Изв. ВУЗов-Радиофизика. – 2016. Т. 59, № 4. – С. 299 – 307.

Г.В. Куповых
доктор физико-математических наук, профессор;
А.Г. Клово
кандидат физико-математических наук, доцент;
Д.В. Тимошенко
кандидат физико-математических наук, доцент
Южный федеральный университет, г.Таганрог

ОЦЕНКА ВЛИЯНИЯ АЭРОЗОЛЬНОГО ЗАГРЯЗНЕНИЯ НА ЭЛЕКТРИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЫ

Представлены результаты аналитического моделирования электрической структуры приземного слоя при наличии однократно заряженных аэрозольных частиц. Сделана оценка пространственно-временных характеристик электродного слоя в зависимости от значений концентрации аэрозольных частиц и степени турбулентного перемешивания. Для стационарных условий рассчитаны значения плотности объемного заряда, создаваемого аэроионами и напряженности электрического поля, генерируемого этим зарядом, при различной степени аэрозольного загрязнения приземной атмосферы.

Ключевые слова: моделирование, ионы, электрическое поле, электродный слой, электрический заряд, аэрозоль, атмосфера, приземный слой, турбулентность.

ВВЕДЕНИЕ

Известно, что электрическое состояние атмосферы вблизи поверхности земли определяется действием электродного эффекта [1-4]. Для корректной постановки задач моделирования электрического состояния приземного слоя и последующей интерпретации результатов необходим анализ математической модели с целью определения основных закономерностей в поведении расчетных характеристик в зависимости от физических параметров атмосферы.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И АНАЛИЗ УРАВНЕНИЙ МОДЕЛИ

Предположим, что горизонтально-однородный приземный слой заполнен монодисперсными аэрозольными частицами. Предполагая, что аэрозольные частицы заряжаются однократно и, пренебрегая переносом тяжелых ионов, система уравнений электродинамической модели в приближении турбулентного электродного эффекта может быть представлена в виде [1]:

$$\frac{\partial n_{1,2}}{\partial t} - \frac{\partial}{\partial z}\left(D_T(z) \cdot \frac{\partial n_{1,2}}{\partial z} \right) \pm \frac{\partial}{\partial z}\left(b_{1,2} E n_{1,2} \right) = q - \alpha\, n_1 n_2 - n_{1,2}\eta_1 N_{2,1} - n_{1,2}\eta_2 N_0,$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = \frac{e}{\varepsilon_0}\left(n_1 - n_2 + N_1 - N_2 \right), \quad N_0 + N_1 + N_2 = N = \text{const}. \qquad (1)$$

Первое уравнение системы (1) – ионизационно-рекомбинационные уравнения для аэроионов, второе – уравнение Пуассона, а третье – условие равновесия для тяжелых ионов. Здесь $n_{1,2}$ – объемная концентрация полярных аэроионов, $b_{1,2}$ – их подвижность, E – напряженность электрического поля, q – интенсивность ионообразования, α – коэффициент рекомбинации аэроионов, $N_{1,2}$ – объемные концентрации положительных и отрицательных тяжелых ионов, N_0 – концентрация нейтральных аэрозольных частиц, N – полная концентрация аэрозольных частиц, $D_T(z)$ – коэффициент турбулентной диффузии аэроионов, $\eta_{1,2}$ – коэффициенты воссоединения аэроионов с аэрозольными частицами, e – элементарный заряд, ε_0 – электрическая постоянная.

Положим, что коэффициенты турбулентной диффузии для аэроионов и тяжелых ионов совпадают и не меняются, то есть $D_T(z) = \chi(z) = D_0 = const$, что близко к условиям устойчивой стратификации приземной атмосферы [5]. Для приведения системы (1) к безразмерному виду введем обозначения:

$$N'_{1,2} = \frac{N_{1,2}}{N_\infty},\ n'_{1,2} = \frac{n_{1,2}}{n_\infty},\ E' = \frac{E}{E_\infty},\ t' = \frac{t}{T},\ z' = \frac{z}{l_0},\ l_0 = \left(D_0 \tau_N \right)^{1/2},$$

$$\tau_N = \frac{1}{\sqrt{(BN)^2 + 4\alpha q}},\ n_\infty = n_{1,2}(z=l)\Big| = \frac{-BN + \sqrt{(BN)^2 + 4\alpha q}}{2\alpha}.$$

Здесь $B = \frac{2\eta_1\eta_2}{\eta_1 + 2\eta_2}$ – параметр, зависящий от коэффициентов взаимодействия аэроионов и аэрозольных частиц, E_∞ – значение напряженности электрического поля на верхней границе электродного слоя l, где выполняются условия: $\frac{\partial n_{1,2}}{\partial z} \underset{z\to l}{\to} 0$, $\frac{\partial N_{1,2}}{\partial z} \underset{z\to l}{\to} 0$, $\frac{\partial E}{\partial z} \underset{z\to l}{\to} 0$, l_0 – характерная высота турбулентного электродного слоя с учетом наличия аэрозольных частиц концентрацией N, T – характерное время изменения метеорологических характеристик атмосферы.

Оценка характерных значений времени (τ_N) установления и высоты (l_0) электродного слоя в зависимости от значений концентрации аэрозольных частиц N и значений коэффициента турбулентной диффузии D_0, представлены в таблице 1.

Таблица 1.

Параметры модели: $\eta_1 = 1{,}4\cdot10^{-12}\ м^{-3}c^{-1}$, $\eta_2 = 4\cdot10^{-12}\ м^{-3}c^{-1}$, $q = 10^7\ м^{-3}c^{-1}$, $\alpha = 1{,}6\cdot10^{-12}\ м^{-3}c^{-1}$			
$N,\ м^{-3}$	$D_0,\ м^2/c$	$\tau_N,\ c$	$l_0,\ м$
$5\cdot10^9$	0,01	101	1,0
	0,1		3,2
$1\cdot10^{10}$	0,01	69	0,8
	0,1		2,6
$5\cdot10^{10}$	0,01	17	0,4
	0,1		1,3

МОДЕЛИРОВАНИЕ СТРУКТУРЫ ЭЛЕКТРОДНОГО СЛОЯ

Для получения аналитического решения рассмотрим стационарный случай системы (1) предположив, что скорость ионизации в приземной атмосфере предположим постоянной ($q = const$), процессами рекомбинации аэроионов и переносом тяжелых ионов можно пренебречь ($\eta_1 \approx \eta_2 = \eta,$), а также предположим, что электрическое поле E_r=E_0 и не зависит от высоты. Таким образом, ограничимся рассмотрением следующей системы, вытекающей из ионизационно-рекомбинационных уравнений системы (1):

$$D_0 \frac{d^2 n_{1,2}}{dz^2} \pm b_{1,2} E_0 \frac{dn_{1,2}}{dz} - BNn_{1,2} = -q. \qquad (2)$$

с граничными условиями:

$$n_{1,2}(z = z_0) = 0,\ n_{1,2}(z = l) = \sqrt{\frac{q}{\alpha}} = n_\infty, \qquad (3)$$

где z_0 – параметр шероховатости земной поверхности [4]. Решениями являются следующие выражения для распределений концентраций положительных и отрицательных аэроионов по высоте:

$$n_1(z) = \frac{BNn_\infty + q\cdot\left(e^{k_1(l-z_0)} - 1\right)}{BN\left(e^{k_2 l} - e^{(k_2-k_1)z_0 + k_1 l}\right)}\left(e^{k_2 z} - e^{(k_2-k_1)z_0 + k_1 z}\right) + \frac{q}{BN}\left(1 - e^{k_1(z-z_0)}\right), \qquad (4)$$

$$n_2(z)=\frac{BNn_\infty+q\cdot\left(e^{m_1(l-z_0)}-1\right)}{BN\left(e^{m_2 l}-e^{(m_2-m_1)z_0+m_1 l}\right)}\left(e^{m_2 z}-e^{(m_2-m_1)z_0+m_1 z}\right)+\frac{q}{BN}\left(1-e^{m_1(z-z_0)}\right), \qquad (5)$$

$$k_{1,2}=\frac{b_1E_0\pm\sqrt{4D_0BN+\left(b_1E_0\right)^2}}{2D_0}, m_{1,2}=\frac{-b_2E_0\pm\sqrt{4D_0BN+\left(b_2E_0\right)^2}}{2D_0}.$$

Далее, на основании уравнения Пуассона, осуществим расчет плотности электрического заряда, и напряженности электрического поля, создаваемого этим объемным зарядом. Для этого проинтегрируем уравнение, и полученное выражение представим в виде:

$$E_r=E_0-\frac{1}{\varepsilon_0}\int_{z_0}^{l}\rho(z)dz,\ \rho(z)=\rho_n+\rho_N, \qquad (6)$$

где E_r - результирующее электрическое поле, E_0 - электрического поля вне электродного слоя, ρ_n,ρ_N - плотности электрического заряда, создаваемые аэроионами и тяжелыми ионами, соответственно. Расчеты плотности объемного заряда ρ_n, создаваемого аэроионами и напряженности электрического поля E, генерируемого этим зарядом, будем проводить по формулам:

$$\rho_n(z)=e(n_1-n_2)\ ,\qquad E=\frac{1}{\varepsilon_0}\int_{z_0}^{l}\rho_n(z)dz. \qquad (7)$$

Подставляя в первое уравнение (7) выражения (4) и (5), получим выражение для плотности объемного заряда:

$$\rho(z)=e\left(\frac{BNn_\infty+q\cdot\left(e^{k_1(l-z_0)}-1\right)}{BN\left(e^{k_2 l}-e^{(k_2-k_1)z_0+k_1 l}\right)}\left(e^{k_2 z}-e^{(k_2-k_1)z_0+k_1 z}\right)-\frac{q}{BN}e^{k_1(z-z_0)}\right)-$$

$$-e\left(\frac{BNn_\infty+q\cdot\left(e^{m_1(l-z_0)}-1\right)}{BN\left(e^{m_2 l}-e^{(m_2-m_1)z_0+m_1 l}\right)}\left(e^{m_2 z}-e^{(m_2-m_1)z_0+m_1 z}\right)-\frac{q}{BN}e^{m_1(z-z_0)}\right). \qquad (8)$$

Выражение для электрического поля найдем, подставляя выражение (8) во второе уравнение (7). Интегрирование дает следующий результат:

$$E(l)=\frac{e}{\varepsilon_0}\left(A_1\left(\frac{1}{k_2}\left(e^{k_2 l}-1\right)-\frac{1}{k_1}e^{(k_2-k_1)z_0}\left(e^{k_1 l}+1\right)\right)-\frac{q}{BN}\cdot\frac{1}{k_1}e^{-k_1 z_0}\left(e^{k_1 l}+1\right)\right)-$$

$$-\frac{e}{\varepsilon_0}\left(A_2\left(\frac{1}{m_2}\left(e^{m_2 l}-1\right)-\frac{1}{m_1}e^{(m_2-m_1)z_0}\left(e^{m_1 l}+1\right)\right)-\frac{q}{BN}\cdot\frac{1}{m_1}e^{-m_1 z_0}\left(e^{m_1 l}+1\right)\right), \qquad (9)$$

$$A_1=\frac{BNn_\infty+q\cdot\left(e^{k_1(l-z_0)}-1\right)}{BN\left(e^{k_2 l}-e^{(k_2-k_1)z_0+k_1 l}\right)},\qquad A_2=\frac{BNn_\infty+q\cdot\left(e^{m_1(l-z_0)}-1\right)}{BN\left(e^{m_2 l}-e^{(m_2-m_1)z_0+m_1 l}\right)}.$$

В таблице 2 представлены следующие расчетные величины: максимальные значения плотности электрического заряда аэроионов и соответствующей высоты, а также напряженности

электрического поля, генерируемого аэроионами, для различных значений коэффициента турбулентной диффузии: $D_0 = 0{,}01$ м^2/с (верхние значения) и $D_0 = 0{,}1$ м^2/с (нижние значения).

Таблица 2

E_0, $В/м$	-100			-50			-200			-500		
$N \cdot 10^{10}$, $м^{-3}$	1	5	0,5	1	5	0,5	1	5	0,5	1	5	0,5
$\rho_{max} \cdot 10^{-11}$, $Кл/м^3$	8 / 4	2 / 2	10 / 5	4 / 2	0,9 / 80	7 / 3	10 / 8	4 / 3	20 / 10	30 / 20	9 / 7	30 / 20
z_{max}, $м$	0,4 / 4,9	0,1 / 0,9	0,8 / 6,3	0,4 / 4,6	0,1 / 0,9	0,8 / 6,3	0,4 / 4,7	0,1 / 0,9	0,8 / 6,4	0,4 / 5,2	0,1 / 0,9	0,8 / 5,4
E, $В/м$	-5 / -27	-1 / -2	-14 / -65	-2 / -14	-1 / -1	-8 / -33	-9 / -53	-1 / -4	-26 / -125	-18 / -116	-1 / -10	-41 / -257

Анализ полученных аналитических решений позволяет сделать следующие выводы. При равных значениях концентрации аэрозольных частиц в воздухе с ростом напряженности электрического поля увеличиваются максимальные значения плотности объемного заряда и электрического поля в приземном слое, генерируемые аэроионами. Усиление турбулентного перемешивания увеличивает масштаб распределения электрических характеристик и значения. Высота, соответствующая максимальному значению плотности объемного заряда, остается практически неизменной при одних и тех же значениях концентрации аэрозоля вне зависимости от степени турбулентного перемешивания. С увеличением значения концентрации аэрозольных частиц в воздухе значения этой высоты уменьшаются. Следует отметить, что предположение о постоянстве электрического поля *($E_r=E_0$)*, т.е. пренебрежение вкладом объемного заряда аэроионов, вполне законно при концентрациях аэрозольных частиц более 10^{10} м$^{-3}$.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Полученные приближенные аналитические решения для распределений концентраций полярных аэроионов по высоте для различных физических условий, в целом не противоречат теории электродного эффекта в атмосфере [1-4]. Объемный электрический заряд, создаваемый легкими ионами, в каждом исследуемом случае является положительным, что также хорошо согласуется с известными теоретическими и экспериментальными данными. Аэрозоль при концентрациях, превышающих характерные значения для аэроионов, практически полностью определяет электродинамическую структуру приземной атмосферы.

Список используемых источников

1. *Куповых Г.В.* Электродинамические процессы в приземном слое атмосферы – Таганрог: Изд-во ТТИ ЮФУ, 2009. – 114 с.

2. *Морозов В.Н.* Математическое моделирование атмосферно-электрических процессов с учетом влияния аэрозольных частиц и радиоактивных веществ– СПб. Изд-во РГГМУ, 2011. – 253 с.

3. *Морозов В.Н., Куповых Г. В.* Математическое моделирование глобальной атмосферной электрической цепи и электричества приземного слоя – СПб.: Изд-во «Астерион», 2017. – 307 с.

4. *Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М.* Теория электродного эффекта в атмосфере – Таганрог: Изд-во ТРТУ, 1998. – 123 с.

5. *Орленко Л. Р.* Строение планетарного пограничного слоя атмосферы. – Л.: Гидрометеоиздат. 1979. 270 с.

Г.В. Куповых
доктор физико-математических наук, профессор;
А.Г. Клово
кандидат физико-математических наук, доцент;
Д.В. Тимошенко
кандидат физико-математических наук, доцент;
С.С. Свидельский
Южный федеральный университет, г. Таганрог

МОДЕЛИРОВАНИЕ ГЛОБАЛЬНЫХ ВАРИАЦИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ В ПРИЗЕМНОЙ АТМОСФЕРЕ

Представлены результаты моделирования пространственно-временного распределения электрического поля в электродном слое, обусловленные глобальной вариацией электрического тока. В условиях классического электродного эффекта вблизи поверхности земли колебания происходят синхронно, отличаясь амплитудами возмущений электрического поля на разных высотах. При наличии турбулентного перемешивания в приземной атмосфере дополнительно появляется сдвиг фаз колебаний электрического поля относительно плотности электрического тока.

Ключевые слова: моделирование, электрическое поле, электрический ток, электродный слой, атмосфера, приземный слой, турбулентность.

ВВЕДЕНИЕ

Для осуществления глобального мониторинга атмосферы, а также для решения ряда специальных задач атмосферного электричества особый интерес представляют нестационарные электродинамические процессы. Суточные вариации электрического поля имеют две компоненты: глобальную и локальную. В роли глобальной компоненты обычно выступает унитарная вариация потенциала ионосферы. Локальные возмущения определяются действием электродного эффекта [1] вблизи поверхности земли.

ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ И АНАЛИЗ УРАВНЕНИЙ МОДЕЛИ

Для исследования нестационарных электрических процессов в горизонтально-однородной турбулентной свободной от аэрозоля приземной атмосфере будем исходить из системы, состоящей из ионизационно-рекомбинационных уравнений для аэроионов и уравнения Пуассона, в приближении электродного эффекта [2]:

$$\frac{\partial n_{1,2}}{\partial t} \pm \frac{\partial}{\partial z}\left(b_{1,2} n_{1,2} E\right) - \frac{\partial}{\partial z}\left[D_T\left(z,t\right) \frac{\partial n_{1,2}}{\partial z} \right] = q - \alpha n_1 n_2 ,$$

$$\frac{\partial E}{\partial z} = 4\pi e\left(n_1 - n_2\right), \qquad (1)$$

где $n_{1,2}$ – объемная концентрация легких аэроионов, $b_{1,2}$ – их подвижность, E – напряженность электрического поля, q – интенсивность ионообразования, α – коэффициент рекомбинации, $D_T(z,t)$ – коэффициент турбулентной диффузии для аэроионов, z- высота, e – элементарный заряд.

Из первых двух уравнений можно получить эквивалентную систему, определяющую электрическую проводимость: $\lambda = e\left(b_1 n_1 + \left|b_2\right| n_2\right)$ и плотность электрического заряда $\rho = e\left(n_1 - n_2\right)$, соответственно сложением и вычитанием первых двух уравнений. При условии $b_1 = \left|b_2\right| = b$ получаем систему:

$$\frac{\partial \lambda}{\partial t} + \frac{b^2}{4\pi}\frac{\partial}{\partial z}\left[E \frac{\partial E}{\partial z} \right] - \frac{\partial}{\partial z}\left[D_T\left(z,t\right) \frac{\partial \lambda}{\partial z} \right] = 2qeb - \frac{\alpha}{2be}\left[\lambda^2 - \frac{b^2}{16\pi^2}\left(\frac{\partial E}{\partial z}\right)^2 \right], \qquad (2)$$

$$\frac{\partial \rho}{\partial t}+\frac{\partial}{\partial z}(\lambda E)-\frac{\partial}{\partial z}\left[D_T(z,t)\frac{\partial \rho}{\partial z}\right]=0. \quad (3)$$

Откуда, используя уравнение Пуассона, после интегрирования второго уравнения получаем уравнение для полного электрического тока (*j*) в приземной атмосфере:

$$\frac{\partial E}{\partial t}+4\pi\lambda E-D_T(z,t)\frac{\partial^2 E}{\partial z^2}=4\pi j. \quad (4)$$

Вариации плотности электрического тока $j(t)$ вблизи поверхности земли определяются нестационарностью электрических полей выше приземного слоя, т.е. обуславливаются глобальными изменениями потенциала ионосферы, вызываемыми грозовыми токовыми генераторами, либо генераторами, действующими в верхних слоях атмосферы [3].

Предположим, что значения плотности тока *j(t)* меняются по некоторому гармоническому закону с амплитудой j_0 и циклической частотой ω, тогда коэффициент турбулентного обмена для стратифицированной атмосферы может не зависеть от времени $D_T(z,t)=D_m z^m, m=0;1;4/3$ [4], если характерный временной масштаб его изменения гораздо больше ω^{-1}. Приведем уравнения системы (2) к безразмерному виду (индекс «∞» означает значения характеристик на верхней границе электродного слоя):

$$\lambda'=\lambda/\lambda_\infty,\ E_1'=E/E_\infty,\quad E_\infty=j_o/\lambda_\infty,\ l_m=\left(D_m\tau\right)^{1/2-m},\tau=\left(q_\infty\cdot\alpha\right)^{-1/2},\ z'=z/l_m,$$
$$t'=\omega\cdot t,\quad z''=z/L_m,\quad L_m=\left(D_m\tau_\lambda\right)^{1/2-m},\ \tau_\lambda=1/4\pi\lambda_\infty,\quad \lambda_\infty=2e\cdot b\cdot n_\infty. \quad (5)$$

В результате замены уравнения (2) и (4) преобразуются к виду:

$$\omega\tau\frac{\partial\lambda'}{\partial t'}-\frac{\partial}{\partial z'}Z^m\frac{\partial\lambda'}{\partial z'}+\frac{b^2E_\infty^2}{l_m^2}\tau_\lambda\tau\frac{\partial}{\partial z'}\left[E'\frac{\partial E'}{\partial z'}\right]=l-\left[\lambda'^2-\frac{b^2E_\infty^2\tau_\lambda^2}{l_m^2}\left(\frac{dE'}{dz'}\right)^2\right]. \quad (6)$$

$$\omega\tau_\lambda\frac{\partial E'}{\partial t'}+\lambda'E'-z''^m\frac{\partial^2E}{\partial z''^2}=j/j_0. \quad (7)$$

При условии $\omega\tau<<1,\ \omega\tau_\lambda<<1, \omega\tau_\lambda<<1$ систему уравнений (6)-(7) можно рассматривать как квазистационарную. Если выполняются условия: $b^2E_\infty^2\tau_\lambda^2/l_m^2<<1$ и $b^2E_\infty^2\tau_\lambda\tau/l_m^2<<1$, то влиянием электрического поля в уравнении (6) можно пренебречь, то есть распределение электрической проводимости в приземном слое определяется только турбулентным переносом и ионизационно-рекомбинационными процессами, т.е. не зависит от изменений электрического тока *j(t)*.

АНАЛИТИЧЕСКИЕ РЕШЕНИЯ И ОБСУЖДЕНИЕ

Рассмотрим общую задачу о вариации электрического поля вблизи поверхности земли вследствие изменений глобального электрического тока. Будем предполагать $\lambda=const$, $m=0,\ D_T=D_0=const$, что соответствует условиям устойчивой стратификации приземной атмосферы. Общий вид граничных и начальных условий для уравнения (4), с соответствующей левой частью, может быть представлен следующим образом:

$$E\big|_{z\to0}=E_0,\ E\big|_{t=0}=E(0,z),\left(\frac{\partial E}{\partial t}+4\pi\lambda E\right)\Big|_{z\to\infty}=4\pi j_o(t)\cdot \quad (8)$$

Последнее условие можно рассматривать как отдельное уравнение:

$$\frac{dE}{dt}+4\pi\lambda E=4\pi j(\mathrm{t}), \quad (9)$$

описывающее вариации электрического поля на верхней границе электродного слоя вследствие изменений глобального тока. Зададим ток, меняющимся по гармоническому закону в

течение суток: $j(\mathrm{t}) = \mathrm{j}_0(2-\cos(\omega t))$. Тогда решением уравнения (9) при граничном условии: $E\big|_{t=0} = \dfrac{j_0}{\lambda}$ является:

$$E(\mathrm{t}) = \left(\frac{16\pi^2\lambda j_0}{\omega^2+(4\pi\lambda)^2} - \frac{j_0}{\lambda}\right)e^{-4\pi\lambda t} + \frac{2j_0}{\lambda} - \frac{4\pi j_0}{\omega^2+(4\pi\lambda)^2}\left(4\pi\lambda\cos(\omega t)+\omega\sin(\omega t)\right) \quad (10)$$

Из выражения (10) с учетом оценки значений параметров, входящих в решение ($\omega << 4\pi\lambda$, $\lambda \sim 10^{-4}c^{-1}, \omega = 2\pi/T$, $T = 24$ *ч*), пренебрегая малыми слагаемыми, получаем выражение: $E(\mathrm{t}) = \left(j_0/\lambda\right)(2-\cos(\omega t))$, т.е. закон изменения электрического поля во времени на верхней границе электродного слоя полностью совпадает с заданной вариацией электрического тока. Физически полученный выше результат соответствует предельному случаю, когда электродный эффект у поверхности земли отсутствует. Рассмотрим случай классического электродного слоя, т.е. значения электрической проводимости воздуха зависят от высоты. Тогда, предполагая, что $\lambda = \lambda_0 exp(z/l_0)$, где l_0 - характерная высота классического электродного слоя, получаем распределение электрического поля в приземной атмосфере:

$$E(\mathrm{z};\mathrm{t}) = \frac{j_0}{\lambda_0 \cdot e^{z/l_0}} \cdot \left(2-\cos(\omega\,\mathrm{t})\right) \quad (11)$$

На рис. 1 представлены вариации электрического поля и плотности тока (в относительных единицах) на разных высотах над поверхностью земли. Колебания величин совпадают по времени, но различаются по амплитудным значениям. С увеличением высоты значения амплитуды возмущения электрического поля уменьшаются. При увеличении значений l_0 возмущения на фиксированной высоте увеличиваются (рис.2).

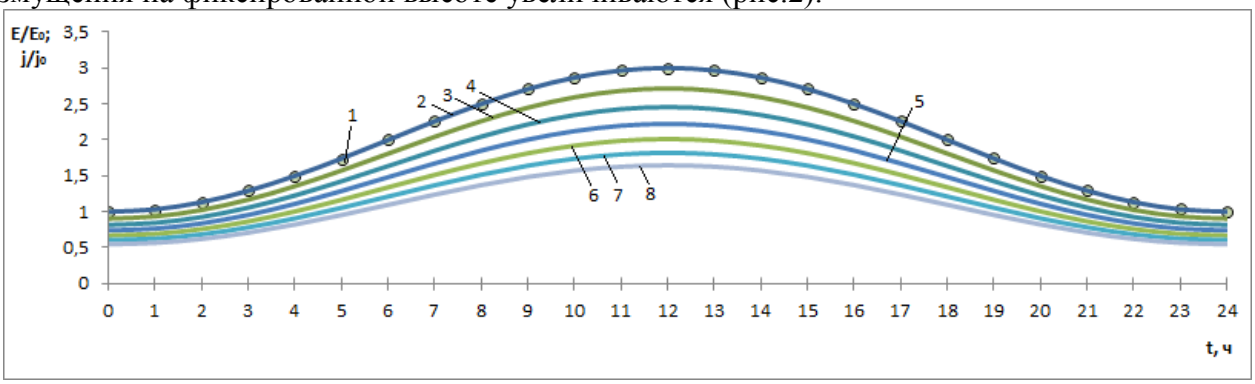


Рис. 1. Вариации плотности тока (кривая 1) и электрического поля на различных высотах (кривые 2-7 при z = 0,5; 1;1,5;2;2,5;3 м, соответственно).

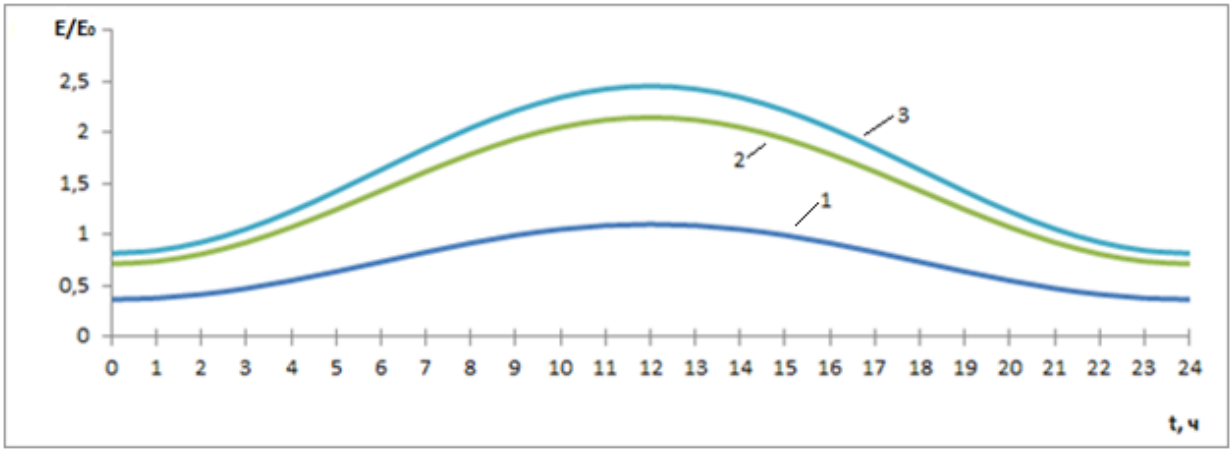


Рис. 2. Вариации электрического поля на высоте 1 м при различных значениях высоты классического электродного слоя (1 – $l_0 = 1м$; 2 – $l_0 = 3м$; 3 – $l_0 = 5м$).

Далее рассмотрим задачу о пространственно-временном распределении электрического поля $E(z,t)$ в турбулентном электродном слое вследствие вариации плотности электрического тока на его верхней границе. Вернемся к уравнению (4) с уточненными начальными и граничными условиями: $E\big|_{t=0} = E_0 \cdot e^{-z/l}$, $E\big|_{z=z_0} = E_0$, $\left.\frac{\partial^2 E}{\partial z^2}\right|_{z\to l} = 0$, где l –характерная высота турбулентного электродного слоя, z_0 - параметр шероховатости земной поверхности. Приближенное аналитическое решение поставленной задачи получено методом Фурье [5]. В первом приближении выражение для распределения электрического поля в приземной атмосфере имеет вид:

$$E(z,t) = E_0 + \left(E_0\beta_1 e^{-p_1 t}\sqrt{2/l} - \frac{e^{p_1 t}}{\omega^2 + p_1^{\,2}}\left(e^{-p_1 t}\left(\cos\omega t - \omega\sin\omega t\right) - p_1\right)\right)\sqrt{\frac{2}{l}}\sin\frac{\pi z}{l},$$

$$\beta_1 = E_0\sqrt{\frac{2}{l}}\left(\frac{e^{-\frac{z_0}{l}}\left(\sin\left(\pi z_0/l\right) + \pi\cos\left(\pi z_0/l\right)\right) - \pi}{1/l + \pi^2/l} + \left(l/\pi\right)\left(\cos\left(\pi z_0/l\right) - 1\right)\right),$$

$$p_1 = 4\pi\lambda + D_0\left(\pi/l\right)^2. \qquad (12)$$

Совмещение в безразмерных значениях графиков плотности тока (рис. 3, кривая 1) и напряженности поля для разных значений высоты в турбулентном электродном слое показывает смещение пиковых значений напряженности по времени относительно тока (от трех до четырех часов) – смещение фазы и изменение амплитуды напряженности (рис. 3, кривые 2 – 0,1 м; 3 – 1 м; 4 – 5 м; 5 – 10 м).

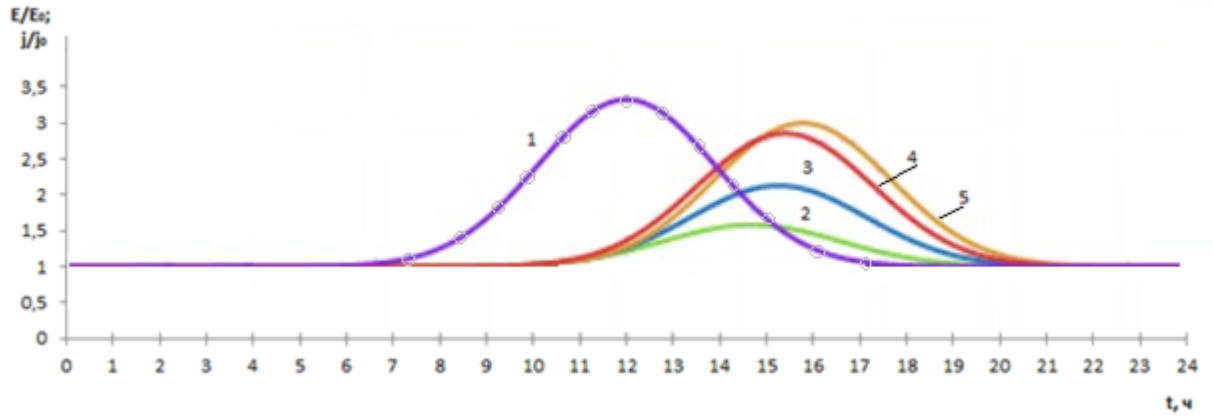


Рис.3. Вариации плотности тока (1) и электрического поля (2-5) на различных высотах в турбулентном электродном слое.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенное аналитическое моделирование влияния глобальной вариации электрического тока на электрическом поле в приземной атмосфере позволяет сделать вывод, что существование электродного слоя вблизи поверхности земли приводит к различным амплитудным значениям возмущений электрического поля по высоте в классическом электродном слое, а в случае турбулентного электродного слоя к этому добавляется сдвиг фаз колебания электрического поля относительно плотности электрического тока.

Список используемых источников

1. *Куповых Г.В., Морозов В.Н., Шварц Я.М.* Теория электродного эффекта в атмосфере. Монография – Таганрог: Изд-во ТРТУ. 1998. 123 с.

2. *Куповых Г.В.* Электродинамические процессы в приземном слое атмосферы – Таганрог: Изд-во ТТИ ЮФУ, 2009. – 114 с.

3. *Морозов В.Н., Куповых Г.В.* Математическое моделирование глобальной атмосферной электрической цепи и электричества приземного слоя – СПб.: Изд-во «Астерион», 2017. – 307 с.

4. *Морозов В.Н.* Атмосферное электричество // Атмосфера. Справочник (справочные данные, модели). Л.: Гидрометеоиздат, 1991. – С. 394 - 408.

5. *Корн Г., Корн Т.* Справочник по математике для научных работников и инженеров. СПб.: Лань, 2003. – 831 с.

В.И. Куркин;
А.В. Подлесный;
А.А. Науменко.
Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск

МОНИТОРИНГ ИОНОСФЕРЫ С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНОГО ЛЧМ ИОНОЗОНДА ИСЗФ СО РАН

Предложена система мониторинга ионосферы и КВ радиоканалов с использованием современного цифрового ЛЧМ ионозонда. Дается краткое описание и характеристики Ионозонда-МС, совмещающего функции вертикального зондирования непрерывным ЛЧМ сигналом и приема сигналов наклонного зондирования от реперных ЛЧМ передатчиков. Приведены результаты эксплуатации Ионозонда-МС в режиме непрерывного мониторинга со скважностью 1 и 5 минут с 2012 года.

Ключевые слова: ионосфера, вертикальное и наклонное зондирование, ЛЧМ-ионозонд, распространение КВ.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является представление системы мониторинга ионосферных возмущений и КВ радиоканалов в Азиатском регионе России, организованной на базе многофункционального ЛЧМ ионозонда “Ионозонд-МС” [1, 2] и реперных ЛЧМ передатчиков. В качестве последних используются передающие комплексы ИСЗФ СО РАН, размещенные вблизи г. Усолье-Сибирское и в г. Норильске, а также на территории обсерваторий ИКИР ДВО РАН вблизи г. Хабаровска и г. Магадана. Ионозонд-МС расположен на территории Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН в п.Торы (Бурятия). На рисунке 1 приведена геометрия радиотрасс НЗ, включая реперные передатчики ААНИИ Росгидромета.

Использование сетей ионозондов вертикального и наклонного зондирования (ВЗ и НЗ) ионосферы для мониторинга состояния ионосферы и условий распространения КВ сигналов имеет многолетнюю историю [см., напр., 3 - 5]. В последние годы активно развиваются системы мониторинга с повышенным временным разрешением для исследования отклика ионосферы на быстро протекающие и плохо прогнозируемые явления на Солнце, в магнитосфере Земли, а также в нижележащей нейтральной атмосфере.



Рис.1. Трассы НЗ для Ионозонда-МС, расположенного в п. Торы (Бурятия).

С 2015 года на базе сети модифицированных цифровых ионозондов реализуется Европейский проект Net-TIDE Project DPS-4D по исследованию влияния перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ) на характеристики КВ сигналов. В Австралии проводится многолетний комплексный эксперимент Spatial Ionospheric Correlation Experiment (SPICE) - ELOISE (Elevation OIS Experiment) для выяснения роли мелкомасштабных и среднемасштабных ПИВ в изменчивости ионосферных характеристик ото дня ко дню и влияния их на функционирование локационных радиосистем КВ диапазона [6]. Наряду с традиционными ионозондами вертикального зондирования DPS-4 в экспериментах использовались современные цифровые

ионозонды наклонного зондирования. В системе Росгидромета в настоящее время функционирует в режиме мониторинга сеть ЛЧМ ионозондов наклонного зондирования в полярных широтах [7, 8] и около десяти ионозондов ВЗ. Кроме того, в научных организациях ФАНО и Минобрнауки имеется около десяти работающих в непрерывном режиме ионозондов ВЗ на всей территории России, что явно недостаточно. Для сравнения – в Австралии во время указанного выше эксперимента параметры ионосферы диагностировались в 57 точках над территорией страны.

МНОГОФУНКЦИОНАЛЬНЫЙ ЛЧМ ИОНОЗОНД ИСЗФ СО РАН

Координированные наблюдения на радиотрассах наклонного ЛЧМ зондирования, проводимые с конца 80-ых годов в России, выявили потенциальную возможность исследовать данным методом динамику границ главного ионосферного провала в различных геофизических условиях и влияние неоднородностей ионосферы и мелкомасштабной турбулентности на характеристики КВ сигналов на радиолиниях [9-11]. Однако, низкая скорость сканирования по частоте (100 кГц/с) и одноканальный прием ограничивал возможности сети радиотрасс как по временному разрешению, так и по необходимости проведения целевых координированных экспериментов с использованием прогноза интересных явлений, которые часто запаздывали или не оправдывались.

В ИСЗФ СО РАН разработан в качестве базового комплекса сети мониторинга многофункциональный ионозонд, реализованный на основе современной SDR-технологии (программно-определяемых радиосистем) и промышленных компьютеров (Рис. 2). Блок передающего устройства выполнен на базе микросхем прямого цифрового синтеза AD9854 производства Analog Devices, приемное устройство выполнено по схеме прямого цифрового преобразования на основе плат цифрового радиоприёма производства ЗАО «Инструментальные системы» г. Москва.



Рис.2. Внешний вид приемо-передающей аппаратуры Ионозонда-МС.

Высокое качество и достоверность получаемых данных обеспечиваются стабилизацией частоты опорных генераторов и временной привязкой сигналов по сигналам ГНСС в реальном времени. Применение современной аппаратуры цифровой обработки сигналов (ЦОС) и прямой оцифровки на несущей частоте обеспечивают комплексу высокие динамические фазовые и амплитудные характеристики, сочетая в себе гибкость настройки и стабильность параметров приёма. Основные характеристики Ионозонда-МС приведены в Таблице 1. Основной особенностью комплекса стало наличие большого количества программно контролируемых независимых приёмных каналов и высокий динамический диапазон радиоприёмных устройств. Это позволило реализовывать наблюдения сразу несколькими методами одновременно, не требуя при этом временного разнесения циклограмм их работы [1].

Таблица 1.

Характеристики Ионозонда-МС

Параметр	Значение

Тип зондирования	НЗ, ВЗ
Диапазон частот зондирования (МГц)	1-30
Излучаемая мощность РПД (Вт)	От 4 до 15 (типовое 8)
Измеряемые параметры сигнала	ДЧХ (ВЧХ), АЧХ, ПФ радиоканала
Скорость развертки (МГц/сек.)	0,050-2,000
Тип РПрУ	Цифровой, АЦП 16 бит 100 МГц
Выход РПрУ	Квадратурный, 24 разряда 10 кГц
Чувствительность приемника	0.3 мкВ
Количество каналов приёма	8
Выделение сигналов из шумов	Сжатие по частоте (до 80 Дб), фильтрация сосредоточенных шумов (подавление до 40 Дб)
Антенны	Дельта – передающая, 2 дельты - приёмные

ДИАГНОСТИЧЕСКИЕ ВОЗМОЖНОСТИ ИОНОЗОНДА-МС

Высокие эксплуатационные характеристики и надёжность Ионозонда-МС подтверждена опытной непрерывной эксплуатацией комплекса более 6 лет в режиме мониторинга, в течение которой получено более 10 млн. ионограмм вертикального зондирования со скважностью 1 минута и более 1 млн. ионограмм наклонного зондирования для трасс различной ориентации и протяжённости со скважностью 5 минут.

Анализ ионограмм вертикального и слабо наклонного зондирования выявил регулярное наличие проявлений мелкомасштабных ПИВ большой амплитуды (10 – 20 %) с характерным временем регистрации 3 – 16 минут и пространственным масштабом 30 – 50 км [12, 13]. Они проявляются на ионограммах ВЗ в виде дополнительных треков, которые могут быть идентифицированы при автоматической обработке, как расслоение верхней ионосферы на F1 и F2 в летний период. Типичная среднемесячная вероятность регистрации дополнительных треков в средних широтах меняется от 10% в периоды равноденствия до 15% и более в зимний сезон. При этом, в ночные часы возмущенные ионограммы практически не наблюдаются, а в дневные часы среднемесячная вероятность их регистрации достигает до 40% от общего числа ионограмм в этот период суток. В виду малого времени регистрации ПИВ они редко наблюдаются при стандартном 15 минутном режиме зондирования.

Возможность проведения непрерывного мониторинга состояния ионосферы с высоким временным разрешением, используя сеть ЛЧМ зондирования ИСЗФ СО РАН, открывает широкие перспективы для исследования ионосферных возмущений, обусловленных непредсказуемыми и быстро протекающими событиями типа землетрясений и солнечных вспышек [13 - 15]. В Геофизической обсерватории ИСЗФ СО РАН (п. Торы, Бурятия) во время ряда мощных землетрясений в 2012 – 2015 гг. с магнитудой от 6.7 до 9 Mw зарегистрированы ионограммы слабо наклонного зондирования с отчетливо наблюдаемым эффектом “multicasp”. На ионограммах НЗ во время вспышек регистрируется резкое увеличение наинизшей наблюдаемой частоты. Во время геомагнитных бурь в ночные часы местного времени наряду со стандартными модами распространения на широтных трассах наблюдаются аномальные сигналы с большими задержками. которые распространяются вне дуги большого круга. Появление дополнительных сигналов может быть обусловлено рефракцией в области полярной стенки главного ионосферного провала (ГИП) за счет широкой диаграммы направленности излучающей антенны на передающих пунктах. Отражающие сигнал области ионосферы могут располагаться как в области главного ионосферного провала, так и вне него. По мере приближения (ГИП) к трассе распространения, максимальная наблюдаемая частота аномальных сигналов начинает превышать МНЧ стандартных модов распространения, что можно считать косвенным подтверждением предположения об отражении этих сигналов в области полярной стенки ГИП. Во время самой мощной геомагнитной бури 24 цикла солнечной активности 17 – 19 марта 2015 года (буря Патрика) по данным Ионозонда-МС удалось контролировать движение ГИП в азиатском долготном секторе и зарегистрировать необычайно сильное (до 80%) уменьшение электронной концентрации в обширном регионе на восстановительной фазе бури [16].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Анализ многолетних данных разработанного в ИСЗФ СО РАН многофункционального ЛЧМ ионозонда нового поколения показало высокую эффективность Ионозонда-МС при диагностике ионосферных возмущений различных масштабов в обширной зоне азиатского региона России. По своим техническим и эксплуатационным характеристикам Ионозонд-МС может быть рекомендован в качестве базового элемента региональной системы мониторинга ионосферы и КВ радиоканалов.

Работа выполнена в рамках базового финансирования программы ФНИ II.16. Экспериментальные результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» http://ckp-rf.ru/ckp/3056/.

Список используемых источников

42. Медведев А.В., Брынько И.Г., Ким А.Г., Куркин В.И., Литовкин Г.И., Орлов А.И., Подлесный А.В. Новые возможности цифрового ЛЧМ-ионозонда // Труды XXII Всероссийской научной конференции "Распространение радиоволн". – 2008. – Т.1 – С. 37-40.

43. Podlesny A.V., Kurkin V.I., Medvedev A.V., Ratovsky K.G. Vertical ionosphere sounding using continuous signals with linear frequency modulation // Proceedings XXX URSI General Assembly, Istanbul, Turkey. – 2011. – HP1-2. http://www.ursi.org/proceedings/procGA11/ursi/HP1-2.pdf

44. Goodman J.M., Ballard J.W., Sharp E. D., and Trung Luong. //Proceedings of Session G5 at the XXVth GA URSI, Published WDC-A, Boulder, 1998, pp. 64-70.

45. Lynn K.J.W. //Proceedings of Session G6 at the XXIVth GA URSI, Published WDC-A, Boulder, 1995, pp. 59-64.

46. Иванов В.А., Куркин В.И., Носов В.Е., Урядов В.П., Шумаев В.В ЛЧМ-ионозонд и его применение в ионосферных исследованиях //Известия Вузов. Радиофизика, 2003, т.46, №11, С. 919-952.

47. Harris T., Cervera M. and D. H. Meehan SpICE: A program to study small-scale disturbances in the ionosphere// J. Geophys. Res. Space Physics VOL. 117, A06321, doi:10.1029/2011JA017438, 2012.

48. Домрачев Н.А., Колчев А.А., Недопекин А.Е., Толмачев С.В., Чернов А.Г., Шумаев В.В. Автоматизированная аппаратура зондирования ионосферы сигналами с ЛЧМ в сети полярных геофизических станций// Труды Международной научной конференции «Излучение и рассеяние электромагнитных волн». Таганрог – Дивноморское. Июнь 2013г. С. 582-587.

49. Рогов, Д.Д., Выставной В.М. Исследование параметров распространения декаметровых радиоволн на сети трасс наклонного зондирования ионосферы в арктическом регионе РФ // Мир измерений. – 2014. - Т. 7. – С.20 – 26.

50. Uryadov, V. P.; Ponyatov, A. A.; Vertogradov, G. G.; Vertogradov, V. G.; Kurkin, V. I.; Ponomarchuk, S. N. Dynamics of the auroral oval during geomagnetic disturbances observed by oblique sounding of the ionosphere in the Eurasian longitudinal sector // Int. J. Geomagn. Aeron., Vol. 6, No. 1, GI1002, doi:10.1029/2004GI000078, 2005.

51. Урядов В.П., Куркин В.И., Вертоградов Г.Г., Вертоградов В.Г., Понятов А.А., Пономарчук С.Н. Особенности распространения КВ сигналов на среднеширотных трассах в условиях геомагнитных возмущений // Известия высших учебных заведений. Радиофизика. 2004. Т. 47. № 12. С. 1041–1056.

52. Potekhin A.P., Zherebtsov G.A., Kurkin V.I., Medvedev A.V., Ratovsky K.G., Shpynev B.G. Response of the midlatitude ionosphere to extreme geomagnetic storms of the 23rd solar cycle // Geomagnetism and Aeronomy. –2009. –Vol. 49, No. 8. –P.1218–1222. –ISSN 0016_7932.

53. Podlesnyi A.V., Kurkin V.I., Laryunin O.A., Pezhemskaya M.D., Chistyakova L.V. Studying travelling ionospheric disturbances from near-vertical ionosphere sounding with high temporal resolution // Proc. XXXI URSI General Assembly, Beijing, China. – 2014. – GP2.27. http://www.ursi.org/proceedings/procGA14/papers/ursi_paper2518.pdf.

54. Berngardt, O. I., N. P. Perevalova, A. V. Podlesnyi, V. I. Kurkin, and G. A. Zherebtsov (2017),

Vertical midscale ionospheric disturbances caused by surface seismic waves based on Irkutsk chirp ionosonde data in 2011–2016// J. Geophys. Res. Space Physics, 122, 4736–4754, doi:10.1002/2016JA023511.

55. Иванова В.А., Полех Н.М., Куркин В.И., Чистякова Л.В., Пежемская М.Д., Брынько И.Г., Орлов А.И., Подлесный А.В., Думбрава З.Ф., Поддельский И.Н. Отклик характеристик распространения КВ-радиоволн на вариации рентгеновского излучения// Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2013. Т. 10. №4. С. 154-160.

56. V. I. Kurkin, N. M. Polekh, S. N. Ponomarchuk, A. V. Podlesny, N. A. Zolotukhina, and E. B. Romanova. Characteristics of HF Radio Waves Propagation along Subauroral and Mid-latitude Paths over Eastern Siberia during Magnetoactive Period in February 2014 // PIERS Proceedings, Prague, Czech Republic, July 6-9, P. 1995-1998. 2015.

57. Полех Н.М., Золотухина Н.А., Романова Е.Б., Пономарчук С.Н., Куркин В.И., Подлесный А.В. Ионосферные эффекты магнитосферных и термосферных возмущений 17-19 марта 2015 г. // Геомагнетизм и аэрономия. 2016. Т. 56. №5. С.557-571.

А.В. Ларченко;
Ю.В. Федоренко,
кандидат физ.-мат. наук, доцент;
О.М. Лебедь;
С.В. Пильгаев;
М.В. Филатов
Полярный геофизический институт, г. Мурманск

ПРОСТРАНСТВЕННАЯ СТРУКТУРА ПОЛЯ ИОНОСФЕРНОГО СНЧ/ОНЧ ИСТОЧНИКА В ЭКСПЕРИМЕНТЕ ПО НАГРЕВУ ИОНОСФЕРЫ СТЕНДОМ «EISCAT/HEATING»

Работа посвящена исследованию пространственной структуры поля ионосферного источника, образованного в результате модификации ионосферы мощным КВ радиоизлучением стенда «EISCAT/Heating». Получены экспериментальные сведения о поляризации поля ионосферного источника на сети высокоширотных станции. Обнаружены вариации индекса круговой поляризации, которые могут быть объяснены изменениями высотного профиля электронной концентрации ионосферы и внешнего электрического поля.

ВВЕДЕНИЕ

Эксперименты по нагреву высокоширотной ионосферы позволяют исследовать как физические процессы, происходящие в ионосферной плазме, так и эффекты распространения низкочастотных волн в волноводе Земля-ионосфера. В данных экспериментах мощная модулированная КВ радиоволна, излучаемая нагревным стендом, создает модуляцию электроджета и образует на высотах D-слоя ионосферы низкочастотный ионосферный источник. Электромагнитное поле (ЭМ), образованного таким образом, ионосферного источника имеет непосредственную связь с параметрами волновода Земля-ионосфера и определяется как механизмами возбуждения волновода, так и эффектами распространения. Конфигурация самого ионосферного источника также зависит от состояния анизотропной верхней стенки волновода в области КВ нагрева. В данной работе обсуждается связь параметров ЭМ поля ионосферного источника с высотным профилем электронной концентрации нижней ионосферы и мощностью КВ излучения нагревного стенда.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА И РЕЗУЛЬТАТЫ

Эксперимент по нагреву ионосферы мощным КВ излучением стенда «EISCAT/Heating», расположенным вблизи г. Тромсе, Норвегия, проводился Арктическим и антарктическим научно-исследовательским институтом (ААНИИ) с 17 по 26 октября 2014 г.

В данной работе рассматриваются результаты нагрева 26 октября. Излучение стенда на частоте 4040 кГц проводилось в направлении магнитного зенита на X моде. Эффективная мощность (ERP) КВ излучения составляла 148 МВт. Начало эксперимента в 15:00 UT. Нагрев осуществлялся циклами по 15 минут с частотами модуляции 1017, 2017 и 3017 Гц, в следующем режиме: 5 минут нагрева при каждой модуляции, затем 10 минут перерыв. В 17 UT эксперимент был окончен.

Регистрация генерируемого ионосферным источником излучения производилась с помощью разработанных в Полярном геофизическом институте (ПГИ) стационарных СНЧ/ОНЧ приемников [1], установленных в трех пространственно разнесенных точках. Две из них расположены на Кольском полуострове в обс. Ловозеро (LOZ) и на территории радиофизического полигона Верхнетуломский (TUL). Третья на научной станции Баренцбург (BAB), арх. Шпицберген. Применяемые СНЧ/ОНЧ приемники регистрируют три компоненты ЭМ поля: две горизонтальные магнитные и вертикальную электрическую.

По данным регистрации компонент горизонтального магнитного поля всех трех станций (LOZ, TUL, BAB) для каждого интервала нагрева были рассчитаны средние значения степеней линейной, круговой и полной поляризации и вычислены, соответствующие им, индексы поляризации [2]. На рис. 1 приведены индексы поляризации, полученные в эксперименте.

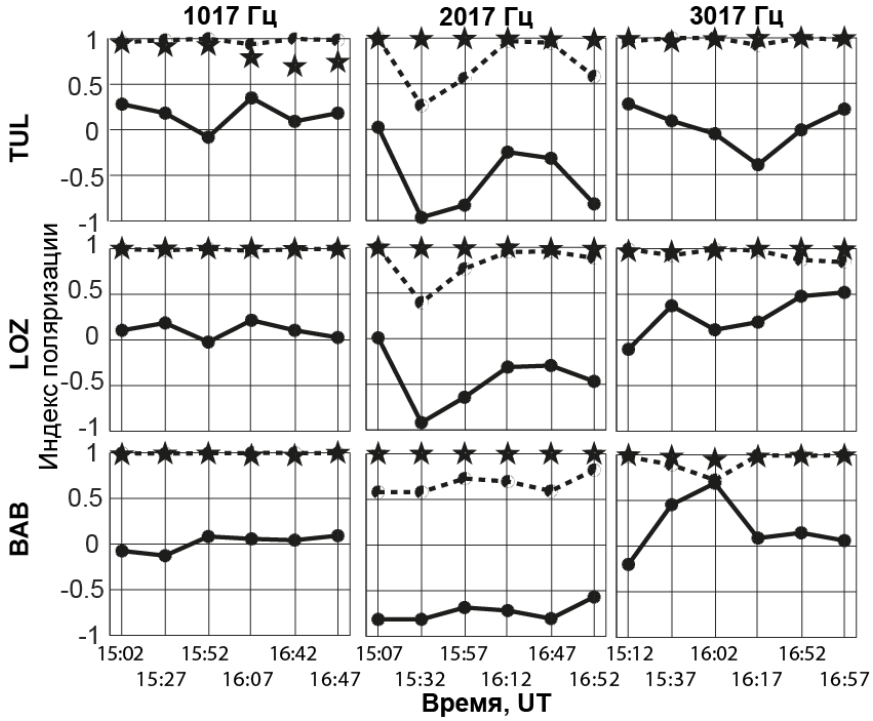


Рис. 1 Индексы полной (звездочки), линейной (штриховая линия) и круговой (сплошная линия) поляризации

Из рисунка видно, что наиболее сильные вариации за время проведения эксперимента на всех трех частотах и на всех станциях испытывает индекс круговой поляризации.

На частоте 1017 Гц (ниже частоты поперечного резонанса волновода Земля-ионосфера) поляризация сигнала преимущественно линейная, индекс круговой поляризации близок к нулю и испытывает незначительные вариации. Можно предположить, что сигнал данной частоты распространяется преимущественно на TEM моде, для которой характерна линейная поляризация.

На частоте 2017 Гц поляризация сигнала преимущественно круговая левая. На станциях Верхнетуломский и Ловозеро расположенных на расстоянии 510 и 660 км от нагревного стенда, индексы круговой поляризации испытывают достаточно сильные вариации. При этом наблюдаемые на этих двух станциях вариации хорошо коррелируют, что вероятно говорит о незначительных изменениях условий распространения сигнала между этими точками. В Баренцбурге (960 км от стенда) поляризация сигнала стабильно круговая левая. Такое поведение может быть объяснено многомодовым распространением (распространяются TEM, TE01 и TM01 моды). В близко расположенных точках вариации индекса круговой поляризации, вероятно, вызваны еще неустановившимися процессами конверсии TE и TM мод, в то время как в дальней точке процессы конверсии установились. Преобладание левой поляризации вызвано влиянием анизотропной верхней стенки волновода [3].

На частоте 3017 Гц поляризация сигнала преимущественно линейная, индекс круговой поляризации на всех трех станциях за время проведения эксперимента испытывает значительные некоррелирующие, даже в близко расположенных точках, вариации. Здесь распространение сигнала так же, как и в случае 2017 Гц, многомодовое (TEM,TE01,TM01). Вариации индекса круговой поляризации могут быть вызваны интерференцией мод.

Возникает вопрос, чем именно обусловлена столь сильная изменчивость с течением времени поляризации сигнала ионосферного источника в точках на значительном удалении от него. Чтобы ответить на этот вопрос мы прибегли к численному моделированию.

ЧИСЛЕННАЯ МОДЕЛЬ

Для исследования связи поляризации сигнала ионосферного источника с его конфигурацией и высотным профилем электронной концентрации ионосферы мы использовали численную

модель генерации и распространения СНЧ/ОНЧ волн в волноводе Земля-ионосфера. В данной модели расчет конфигурации ионосферного источника, возникающего при модификации проводимости ионосферы КВ излучением, производился при помощи решения уравнения теплового баланса [4], расчет электромагнитных полей в волноводе Земля-ионосфера выполнялся при помощи решения волнового уравнения (“full-wave method”) [5]. Параметры модели задавались следующие: величина и угол наклона вектора статического магнитного поля Земли из модели IGRF, профили концентрации и температуры нейтралов (N_2, O_2) из модели MSIS-E-90. Параметры внешнего однородного по высоте электрического поля: направление восточное, напряженность 25 мВ/м.

В данной работе мы ограничились рассмотрением пространственных распределений поляризации сигнала для двух разных профилей N_e из эмпирической модели IRI-2016 для времени начала (15:00 UT дневной профиль) и окончания (17:00 UT ночной профиль) нагревного эксперимента и различных значений эффективной мощности КВ излучения стенда. На рис.2 приведены пространственные распределения индекса круговой поляризации для частот модуляции в эксперименте. Две верхние панели приведены для дневного профиля, первая при 30% от значения ERP в эксперименте, вторая при 100%. На нижней панели приведены результаты для ночного профиля при 100% ERP. Стрелками указаны направления на географические Север (N) и Восток (E).

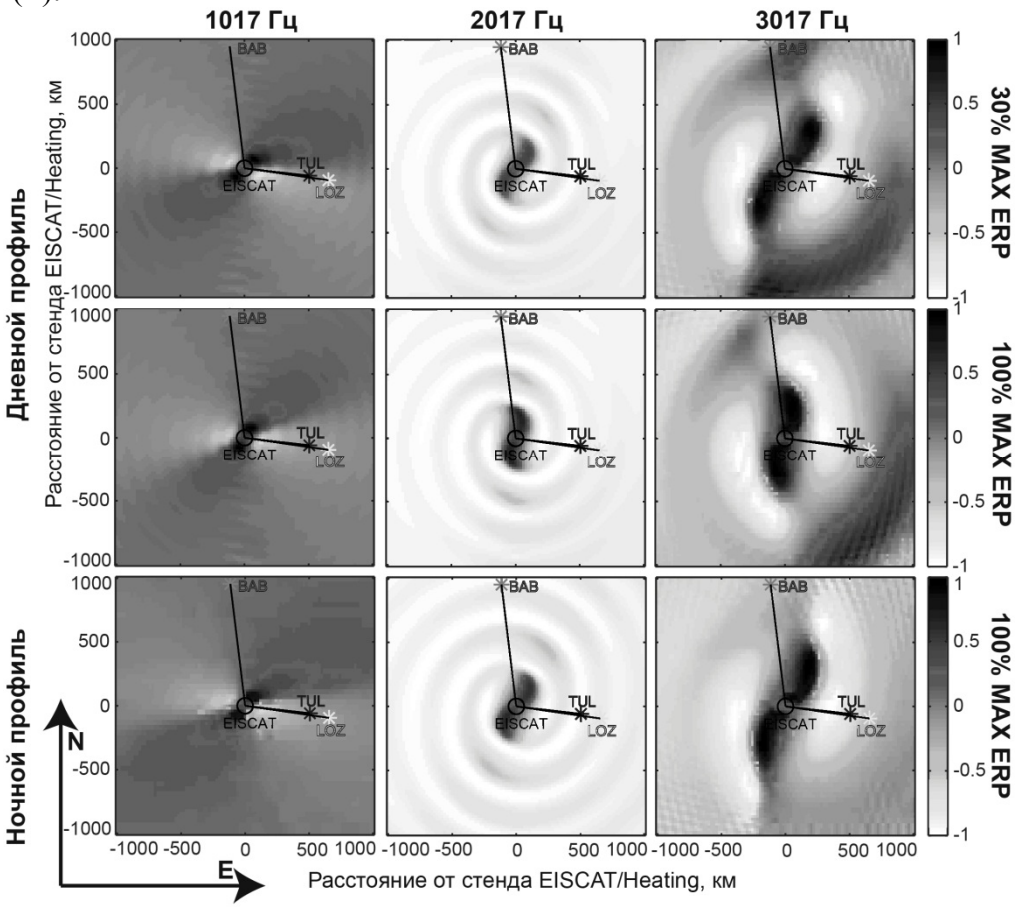


Рис. 2 Пространственное распределение индекса круговой поляризации

Как видно из рисунка на всех трех частотах индексы круговой поляризации имеют зависимость от расположения точки наблюдения относительно положения источника, причем данный эффект наиболее сильно выражен на частотах 2017 и 3017 Гц. Пространственное распределение индекса круговой поляризации чувствительно как к изменениям конфигурации источника (ERP), так и к изменениям профиля N_e. Изменение ERP выражается в изменении (вращении) диаграммы направленности ионосферного источника и изменению картины распределения индекса круговой поляризации.

На частоте 1017 Гц поляризация сигнала преимущественно линейная и в зависимости от профиля N_e и ERP изменяется незначительно. На частоте 2017 Гц поляризация преимущественно

левая, изменения поляризации в зависимости от N_e и ERP вблизи источника выражены значительно сильней, чем на удалении. Наиболее сложная картина распределения индекса круговой поляризации наблюдается на частоте 3017 Гц. Здесь поляризация поля преимущественно линейная, но даже на расстоянии порядка 1000 км от источника существуют области локальных неоднородностей, в которых индекс круговой поляризации сильно зависит от мощности КВ излучения и профиля N_e и может принимать практически любые значения.

Таким образом, модель качественно описывает наблюдаемые в эксперименте значения индекса круговой поляризации. Рассогласование количественных оценок индексов круговой поляризации полученных в эксперименте и при помощи моделирования, вероятно, говорит о несоответствии реальным использованных в модели параметров. К таким параметрам в данной постановке задачи относятся высотный профиль N_e и модель внешнего электрического поля.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Получены экспериментальные сведения о поляризации поля ионосферного источника в эксперименте по нагреву ионосферы мощным КВ излучением стенда «EISCAT/Heating» на сети высокоширотных станций. Обнаружены вариации индекса круговой поляризации, которые могут быть объяснены как изменениями профиля N_e ионосферы, так и изменениями внешнего электрического поля. Создана модель генерации и распространения СНЧ/ОНЧ волн в волноводе Земля-ионосфера и проанализированы результаты решения ряда прямых задач. На основе анализа решений показано, что:

- пространственные картины распределения индекса круговой поляризации, особенно на частотах выше частоты поперечного резонанса волновода Земля-ионосфера, сложные и зависят как от изменений профиля электронной концентрации ионосферы, так и от мощности КВ излучения и внешнего электрического поля;
- расхождение результатов моделирования с результатами эксперимента, вероятно, говорит о несоответствии использованных в модели параметров, таких как профиль N_e и вектор внешнего электрического поля, реально существующим.

Список используемых источников

1. Пильгаев С.В., Ларченко А.В., Филатов М.В., Никитенко А.С., Лебедь О.М. Трехкомпонентный СНЧ/ОНЧ приемник с прецизионной привязкой к мировому времени // Труды Кольского научного центра РАН. 2015. Т. 6 (32), вып. 1. С. 113–119
2. Рытов С.М. Введение в статистическую радиофизику. Ч. 1. Случайные процессы. — М.:Наука, 1976 — С. 351-359
3. Fedorenko, Y., E. Tereshchenko, S. Pilgaev, V. Grigoryev, and N. Blagoveshchenskaya, Polarization of ELF waves generated during “beat-wave” heating experiment near cutoff frequency of the Earth-ionosphere waveguide // Radio Sci., 2014, 49, 1254–1264, doi:10.1002/2013RS005336
4. Moore R. C. ELF/VLF wave generation by modulated HF heating of the auroral electrojet. Diss. Stanford University, 2007
5. N. G. Lehtinen, U. S. Inan. Radiation of ELF/VLF waves by harmonically varying currents into a stratified ionosphere with application to radiation by a modulated electrojet // J. Geophys. Res., 113, A06301, 2008.

Е.С. Малевич;
М.С. Михайлов,
кандидат технических наук;
В.А. Пермяков,
доктор физико-математических наук
Национальный исследовательский институт «МЭИ», г.Москва

ВЛИЯНИЕ НЕРЕГУЛЯРНОГО РЕЛЬЕФА С ЛЕСОМ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН В ЛОКАЦИОННЫХ ЗАДАЧАХ

Предлагается методика расчета распространения радиоволн над земной поверхностью сложной формы с использованием метода параболического уравнения. Оценивается влияние формы лесного полога на распространение радиоволн в лесу. Исследуется механизм формирования боковой волны. Представлены результаты численного моделирования распространения радиоволн в лесных массивах для трехмерной модели пространства. Использованную методику можно применять при расчете санитарно-защитных зон и зон ограничения застройки, для оценки влияния вырубки или посадки лесных массивов вблизи крупных антенных систем, для определения уровня потерь в радиотехнических системах, для поиска скрытой техники в лесу.

Ключевые слова: распространение радиоволн; лесной массив; метод параболического уравнения; неровности земной поверхности, боковая волна, фазированная антенная решетка, радиолокация.

ВВЕДЕНИЕ

Проблема влияния окружающей среды на распространение радиоволн, включая радиосвязь и радиолокацию, остается актуальной в течение длительного времени, начиная с первых десятилетий прошлого века. Изменения в постановках задач в рамках данной проблемы обусловлены освоением новых диапазонов волн и появлением качественно новых радиотехнических систем. Предметом данного доклада является учёт влияния земной поверхности, включая учет неровностей (холмов, оврагов и т.д.), лесных массивов в диапазонах ОВЧ–УВЧ (30–3000 МГц). В этих диапазонах работают разнообразные радиосистемы: системы подвижной связи, включая сотовые, радиолокационные системы, космические радиосистемы.

В докладе рассматривается распространение радиоволн с использованием метода параболического уравнения для двумерной и трехмерной пространственных моделей. Главный факторами, влияющими на распространение радиоволн, являются поверхность Земли, включая крупномасштабные шероховатости, и лес. Основное внимание уделяется распространение радиоволн за пределами городов, поскольку передача антенны большой мощности принимаются в территории, вывезенной из городов. Внедренная методология позволяет рассчитывать санитарно-защитные зоны и зоны ограничения строительства, планирования посадки или вырубки лесов для оценки распространения радиоволн, может быть использована для радиолокации в лесу и в условиях сложного рельефа с лесом.

УЧЕТ ФОРМЫ ЛЕСНОГО ПОЛОГА

Большое число работ, посвященных РРВ в лесу, выполнено в приближении, что лес с прилегающей к нему поверхностью может быть заменен бесконечной в горизонтальном направлении многослойной плоскослоистой средой. Источником, возбуждающим эту среду, может быть любая антенна, расположенная как внутри/вне леса, так и над лесом. Чаще всего в качестве антенн рассматриваются элементарные вибраторы, вертикальные, горизонтальные, либо наклонные.

В 1967 г. T. Tamir в своей работе [1] рассмотрел распространение радиоволн в лесу в частотном диапазоне от 1 до 100 МГц, где лес представлен в виде поглощающего слоя. Он объяснил распространение радиоволн над листвой явлением боковой волны.. В работе Tamir [2] акцент делается на распространение радиоволн вдоль трех границ раздела (наземная, лесная и воздушная). Считается, что «земная волна» в отсутствии растительности играет лишь второстепенную роль. Куда большее значение имеют волны, распространяющиеся вдоль границы раздела «лесной полог-воздух», они дают наибольший вклад в результирующее поле.

В данной работе распространение радиоволн в лесу рассчитывается с использованием метода параболического уравнения для двухмерной модели пространства, для описания леса используются эффективные диэлектрические проницаемости.

Геометрия препятствия в виде ограниченного лесного массива представлена на рисунке 1. Лесной массив описывается четырехслойной моделью с заданными эффективными диэлектрическими проницаемостями каждого из слоев. Для выделения слоя полога используется две модели, для лиственного леса синусоидальная форма, для хвойного леса пилообразная, возможно также использование гибридной формы для смешанного леса.

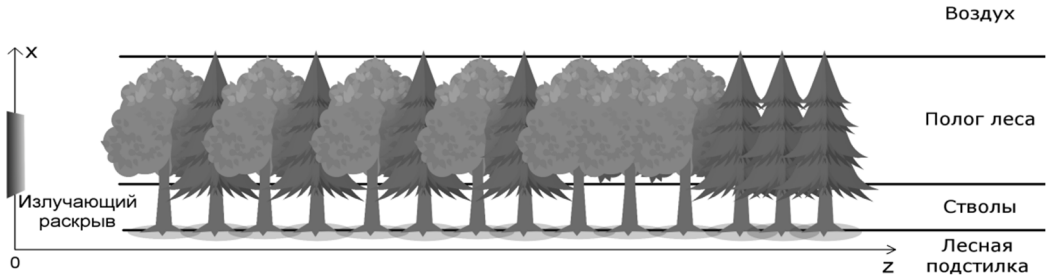


Рис.1. Геометрия нерегулярности в виде лесного массива на поверхности Земли

Численные результаты расчета поля методом параболического уравнения в двухмерной модели пространства представлены на рисунке 2. Начальное распределение поля было рассчитано в приближении метода геометрической оптики на расстоянии 20 м от антенны. Нижним граничным условием для параболического уравнения является подстилающая поверхность толщиной 20 м с заданной эффективной диэлектрической проницаемостью.

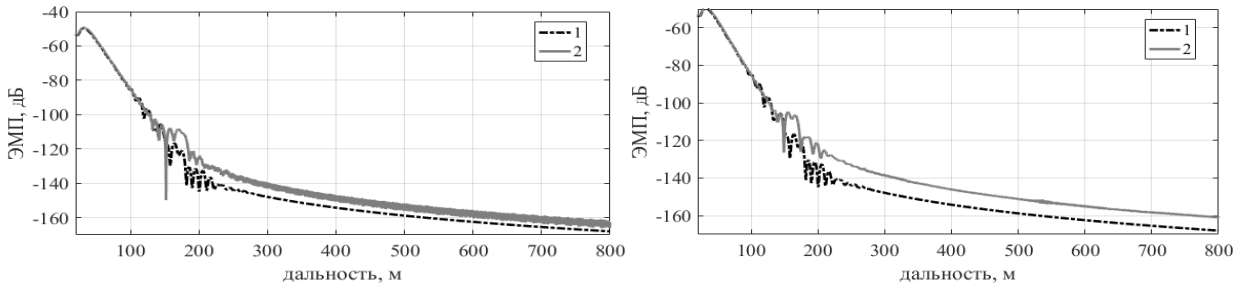


Рис. 2. Зависимость модуля напряженности поля от дальности на уровне 2 м над землей для лиственного(а)и хвойного (б) леса средней высоты 20 м. Кривые 1–2 соответствуют: 1) плоский полог, 2) синусоидальный полог

Расчеты выполнялись для плоского, синусоидального и пилообразного пологов на высоте 2 м над земной поверхностью на частоте 600 МГц со средним расстоянием между деревьями 3 м. Эффективная диэлектрическая проницаемость полога леса 1,1−i0,009, стволов 1,16-i0,024, для подстилающей поверхности 4,1−i0,02 [3].

На рис.2 четко видно, что до дальности порядка 250 м распределение поля носит осциллирующий характер. Этот участок ослабления соответствует экспоненциальному затуханию по прямой линии связи между антенной и точкой приема в лесу, интерференция поля связана с отражением поля от подстилающей поверхности. На больших дальностях связь осуществляется в режиме боковой волны – ослабление сигнала идет по степенному закону.

ВЛИЯНИЕ ПРОФИЛЯ МЕСТНОСТИ И ЛЕСА НА ПОЛЕ ФАЗИРОВАННОЙ АНТЕННОЙ РЕШЕТКИ ДЛЯ ТРЕХМЕРНОЙ МОДЕЛИ ПРОСТРАНСТВА

При проектировании мощных радиотехнических (РТС) существует необходимость оценки величины напряженности электромагнитного поля с учетом сложного рельефа местности, включающего неровности земной поверхности, лесные массивы, здания и др. Хотя примеры применения метода параболического уравнения (МПУ) в трехмерном случае приведены в монографии [4], решение трехмерных задач на массовых компьютерах пока не достигло высокого уровня. Необходимость в таких расчетах особенно важна для антенн типа

фазированных антенных решеток (ФАР) с большим числом элементов. Именно этот случай рассмотрен ниже.

В разработанном методе источник сигнала – плоская ФАР вертикальная либо с небольшим наклоном с элементами – полуволновыми вибраторами. Каждый элемент задается диаграммой направленности и мощностью излучения. Число элементов ФАР может достигать нескольких тысяч. Метод ПУ в трехмерном случае реализован с применением быстрого преобразования Фурье по поперечным декартовым координатам, особенности алгоритма подробно изложены в [4].

Конкретные расчеты проведены для решетки вибраторов 10*10 элементов, расстояние между соседними элементами – 0.5 λ. Высота расположения над землей центра ФАР – 8 м. Поляризация излучения – вертикальная. Рабочая частота 450 МГц. Режим излучения – непрерывный. Геометрия задачи в общем виде приведена на рисунке 3. Препятствие задается двумерной поверхностью или лесным массивом произвольной формы с эффективной диэлектрической проницаемостью. Длина подошвы холма составляет 100 м, высота холма по максимуму – 10 м, высота леса 14 м. Эффективная диэлектрическая проницаемость смешанного леса 1.1–i0.004, подстилающей поверхности 20–i0.4.

Начальное распределение поля для ПУ рассчитывалось в приближении геометрической оптики на расстоянии 40 м от ФАР с учетом отражения от плоской земли . Сечение с заданием начальных условий может находиться как в промежуточной, так и в дальней зоне ФАР. Расчет поля методом ПУ проводился до расстояния 300 м. На рисунках 4, 5 линией 1 показана зависимость модуля напряженности электрического поля над плоской поверхностью Земли в отсутствие препятствия, линией 2 — при наличии препятствия в виде холма, линией 3 —при наличии холма с лесом.

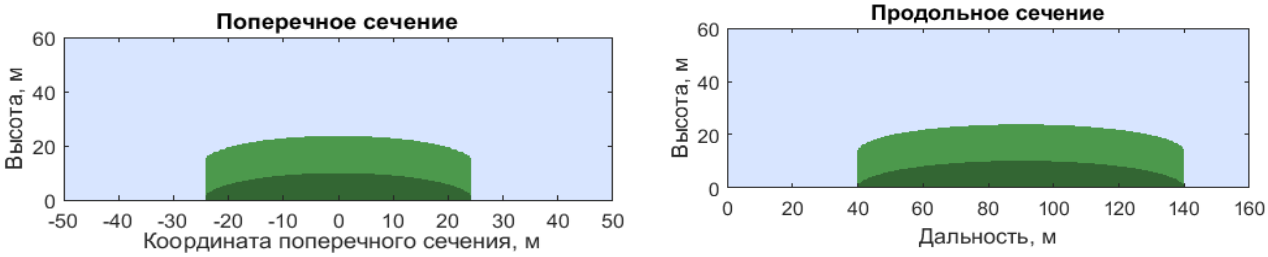


Рис. 3. Геометрия холма и лесного массива на поверхности Земли

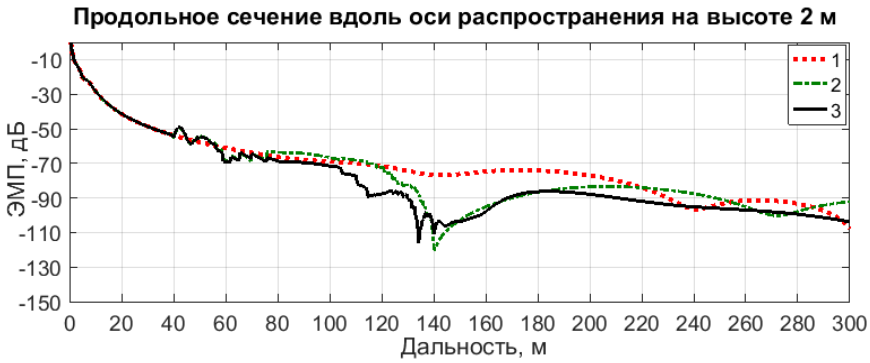


Рис. 4. Изменение модуля напряженности электрического поля вдоль трассы

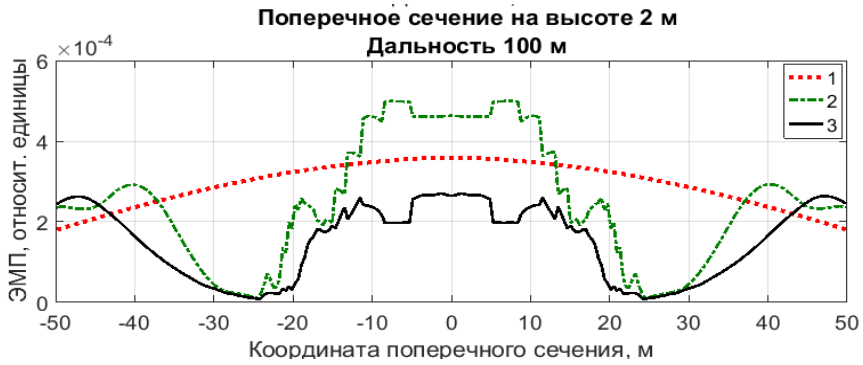


Рис. 5. Изменение модуля напряженности электрического поля в поперечном сечении трассы на расстоянии 100 м от антенны

На рис. 4 приведены результаты расчета модуля напряженности электрического поля вдоль трассы в плоскости симметрии препятствия от дальности над высоте 2 м над землей, на рис. 5– в поперечном сечении на расстоянии 100 м от антенны. Из рисунка 4 видно, что поле над плоской Землей плавно колеблется на всем интервале расчета, так как длина промежуточной зоны с учетом зеркального источника составляет свыше 700 м.

Влияние холма приводит к осцилляциям напряженности поля в освещенной части холма и ослаблению в зоне тени. В лесном массиве поле по величине близко к полю над холмом без леса и затухает в пределах леса незначительно из-за небольшой длины леса и малых потерь в лесу. Непосредственно за препятствием поле имеет глубокий дифракционный минимум. Начиная с 200 м величина поля восстанавливается практически до значения в отсутствие препятствия.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Метод ПУ в двумерном случае позволил проанализировать условия РРВ внутри лесного массива, а также оценить влияние формы полога леса на РРВ от антенны [9]. В трехмерном случае реализован метод ПУ для расчета структуры электромагнитного поля ФАР с большим числом элементов над поверхностью Земли при наличии сложных препятствий в зоне Френеля. Метод позволяет провести расчет санитарно-защитных зон и зон ограничения застройки вблизи мощных ФАР с учетом профиля местности и при наличии препятствий. В [6] приведены результаты расчетов поля ФАР при других видах препятствий.

Список используемых источников

1. *Tamir T.* On radio-wave propagation in forest environments // IEEE Trans. Antennas and Propagation, 1967, vol. AP-15, No. 6. – Pp. 806–817.

2. *Tamir T.* Radio wave propagation along mixed paths in forest environments // IEEE Tr. AP, 1977, Vol. AP-25, No. 4. – Pp. 471–477.

3. *Попов В.И.* Распространение радиоволн в лесах – М.: Горячая линия Телеком, 2015. – 392 с.

4. *Levy M.* Parabolic equation methods for electromagnetic waves propagation. London, UK, IEE, 2000.

5. *Mikhailov M.S., Permyakov V.A., Malevich E.S.* Calculation by the method of parabolic equation in three-dimensional space with obstacles // Russian Physics Journal, 2016, Vol. 59, No.12-3 – Pp. 144–148.

6. *Permyakov V.A., Mikhailov M.S., Malevich E.S.* Calculation of the radar station field in 3D space in the presence of forest and other obstacles by the method of parabolic equation // 2017 Progress In Electromagnetics Research Symposium - Spring (PIERS), St Petersburg, Russia, 2017. – Pp. 3754-3757.

О.А. Мальцева
Г.А. Жбанков
Т.В. Никитенко
Научно-исследовательский институт ЮФУ, г. Ростов-на-Дону

КОНТРОЛЬ И ПРОГНОЗИРОВАНИЕ СОСТОЯНИЯ СРЕДЫ РАСПРОСТРАНЕНИЯ РАДИОВОЛН С ПОМОЩЬЮ ПАРАМЕТРА M3000F2

Международная модель ионосферы IRI находит всё более широкое применение в диапазоне широт, выше средних, поэтому необходимо ее детальное тестирование. В работе по данным двух станций ААНИИ Горьковской и Ловозеро в период с мая 2017 по январь 2018 даются оценки соответствия модельных значений ионосферных параметров экспериментальным величинам. Особое внимание уделяется коэффициентам распространения M3000F2 и M(D) для трассы Горьковская – Ловозеро, определяемым по данным вертикального и наклонного зондирования. Полученные оценки могут служить ориентиром для лет низкой солнечной активности.

Ключевые слова: ионосфера, прогнозирование, распространение радиоволн, параметр M3000F2

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время существенно повысился интерес к высокоширотной ионосфере, ответственной за распространение радиоволн КВ диапазона. Несмотря на обеспечение северных регионов станциями вертикального зондирования, необходимость в использовании моделей ионосферы не уменьшается. Наиболее широко используемыми в высоких широтах являются модели VOACAP, ICEPAC, ITUREC533 (см. [3] и литературу в ней, [10]), однако в последнее время появился интерес и к использованию модели IRI [9, 11]. Интересно отметить, что все эти модели основаны на одних и тех же картах URSI и CCIR для месячных медиан foF2 и M(3000)F2. Наиболее широко модель IRI используется для расчета параметра foF2: работа [4] включает описание модели с последними модификациями, работы [1, 5, 9] представляют примеры использования этой модели в высоких широтах. Для подтверждения такого использования проводится сравнение модельных значений параметров с экспериментальными величинами. Традиционно это относится к параметрам в максимуме слоя F2: критической частоте foF2 и высоте максимума hmF2. Однако есть ещё один параметр M3000F2, который может играть существенную роль при контроле и прогнозировании состояния ионосферы, как среды для распространения радиоволн, так как непосредственно определяет максимальную применимую частоту МПЧ3000F2=M3000F2*foF2. Несмотря на создание моделей [7-8], этому параметру не уделяется достаточного внимания, особенно в высоких широтах. Особенностью является то, что подобно параметрам foF2 и hmF2 параметр M3000F2 можно прогнозировать с помощью модели IRI, поэтому важной является оценка соответствия модельных и экспериментальных значений. В настоящей работе используются данные графиков суточных ходов параметров ионосферы двух станций Горьковская (60.27°N, 29.38°E), Ловозеро (67.97°N, 35.02°E), предоставляемые ААНИИ на сайте (http://geophys.aari.ru/) с конца 2016 года. Выбраны станции и периоды с наибольшим числом данных. В качестве модели IRI использовалась online версия IRI2016 на сайте (http://omniweb.gsfc.nasa.gov/vitmo/iri2016_vitmo.html), чтобы избежать неточностей, связанных с введением новых солнечных индексов [6].

СТАТИСТИЧЕСКИЕ РЕЗУЛЬТАТЫ СРАВНЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ ИОНОСФЕРЫ

Полученные статистические данные приводятся в табл. 1-2 на примере станции Горьковская в виде среднеквадратичных отклонений σ модельных параметров foF2 и hmF2 от экспериментальных величин, представленных как для медианных (med), так и мгновенных (ins) значений, характеризующих вариации день ото дня. Оценки для мгновенных значений относятся к случаям использования модельных (медианных) значений в качестве ежедневных. Период исследования включает 9 месяцев, которые имеют наибольшее количество данных. Для станции Ловозеро, расположенной на большей широте, диапазон значений и характер поведения тот же, что подтверждается средними значениями табл. 3.

Везде за редким исключением значения для медиан меньше, чем для мгновенных значений. Для σ(foF2) характерно увеличение от летних значений ~5% к зимним в районе 20%. σ(hmF2) достигает максимума летом 35% и минимума в осенние месяцы (~10-15%). σ(M3000F2) велико летом (9-12%) и падает осенью до 3-6%. σ(MUF3000F2) испытывает наименьшие колебания, находясь в диапазоне 10-35%, т.е. M3000F2 имеет лучшие статистические результаты. Средние оценки таблицы 3 существенно меньше оценок [9] для полярной шапки и близки к среднеширотным оценкам. Это позволяет исследовать особенности поведения МПЧ.

Таблица 1

Среднеквадратичные отклонения модельных параметров foF2 и hmF2 от экспериментальных значений

	foF2				hmF2			
GRK	МГц	МГц	%	%	км	км	%	%
месяц	σ(med)	σ(ins)	σ(med)	σ(ins)	σ(med)	σ(ins)	σ(med)	σ(ins)
май.17	0.39	0.53	9.70	13.10	89.99	104.82	28.82	32.52
июн.17	0.21	0.36	4.79	8.21	109.20	118.89	33.03	35.58
июл.17	0.19	0.40	4.39	9.63	107.85	110.77	32.45	33.75
авг.17	0.27	0.43	7.07	11.00	87.55	97.83	28.17	31.16
сен.17	0.32	0.52	8.72	13.72	49.45	71.65	17.20	24.44
окт.17	0.35	0.67	9.95	17.41	34.66	45.18	13.16	17.24
ноя.17	0.49	0.66	16.87	19.12	30.48	40.91	11.47	16.22
дек.17	0.31	0.50	12.04	17.17	47.51	59.00	18.55	24.11
янв.18	0.62	0.64	23.71	22.10	45.18	49.08	18.03	20.50

Таблица 2

Среднеквадратичные отклонения модельных параметров M3000F2 и MUF3000F2 от экспериментальных значений

	M3000F2				MUF3000F2			
GRK			%	%	MHz	MHz	%	%
месяц	σ(med)	σ(ins)	σ(med)	σ(ins)	σ(med)	σ(ins)	σ(med)	σ(ins)
май.17	0.23	0.31	7.80	10.64	2.05	2.81	17.50	23.74
июн.17	0.28	0.32	9.72	11.04	1.82	2.42	14.51	19.25
июл.17	0.26	0.33	8.93	11.34	1.62	2.53	13.31	20.97
авг.17	0.27	0.39	9.02	13.24	1.83	2.78	16.09	24.24
сен.17	0.13	0.26	4.19	8.41	1.43	2.59	12.90	22.13
окт.17	0.08	0.20	2.63	6.10	1.43	2.92	12.58	23.50
ноя.17	0.11	0.19	3.53	5.75	1.90	2.86	20.40	24.88
дек.17	0.16	0.25	4.80	7.45	1.42	2.44	16.84	24.62
янв.18	0.22	0.33	6.45	9.38	2.45	3.53	28.27	32.19

Таблица 3

Средние величины, характеризующие соответствие между моделью и экспериментом

	GRK		LOZ	
среднее	мед	мгн	мед	мгн
foF2	10.80	14.61	12.46	14.10
hmF2	22.32	26.17	22.05	26.15
M3000F2	6.34	9.26	5.75	7.53
MUF3000F2	16.93	23.95	19.07	21.63

ОСОБЕННОСТИ ПОВЕДЕНИЯ МПЧ

На рис. 1 дано сравнение медиан экспериментальных значений МНЧ3000F2 для двух выбранных станций для нескольких месяцев.

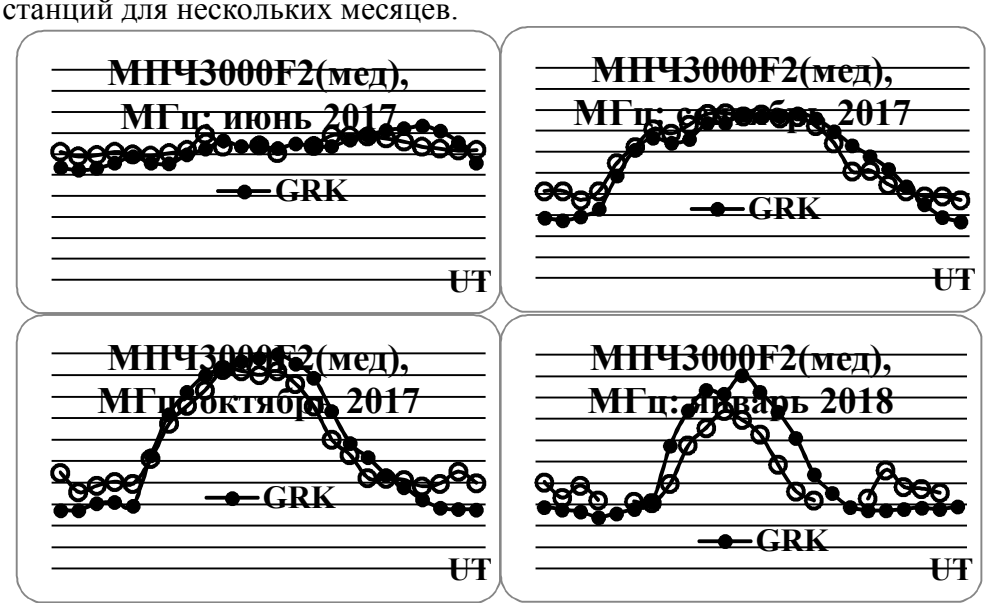


Рис. 1. Особенности поведения медиан МНЧ3000F2 двух станций в 2017 году

Более полные результаты сводятся к следующему. Даже медианы имеют большую изменчивость от часа к часу. В мае 2017 для станции Горьковская наблюдался суточный ход с максимумом 16 МГц в UT~15 (LT~13) и минимумом 6 МГц, для станции Ловозеро было мало данных, несмотря на месячную статистику. В летнее время поведение МНЧ3000F2 довольно устойчиво, как видно из значений для июня. В июле МНЧ3000F2 ещё более устойчива. В сентябре суточный ход явно выражен, как и в октябре, с довольно близкими значениями обеих станций. В ноябре и декабре ситуация очень похожа на результаты в январе. Эти данные получены из ионограмм вертикального зондирования. Интересно сравнить эти результаты с данными наклонного зондирования. Это можно сделать для трассы Горьковская - Ловозеро с длиной D~900 км. Целью является сравнение модельных и экспериментальных значений МПЧ и M(D). Для этого были проведены расчеты методом характеристик с использованием исходной модели IRI и ее адаптации к параметрам текущей диагностики [2]. Экспериментальные значения M(D) были получены двумя способами: 1) по измеренным МНЧ делением на значение foF2 в середине трассы, 2) пересчетом значений МПЧ3000F2 на соответствующую длину трассы D. Результаты показаны на рис. 2. Сплошными черными точками в левой части рисунка показаны экспериментальные значения для 33 случаев измерения, полые кружки относятся к кривой для исходной модели IRI (без адаптации), треугольники соответствуют адаптации модели с использованием foF2, измеренных на концах трассы, поскольку значения foF2 наиболее часто доступны. Ромбы соответствуют адаптации модели с использованием значений foF2 и hmF2. Видно, что каждый следующий шаг приводит к лучшему соответствию. СКО для этих вариантов составили 31.4%, 25% и 17.2%.

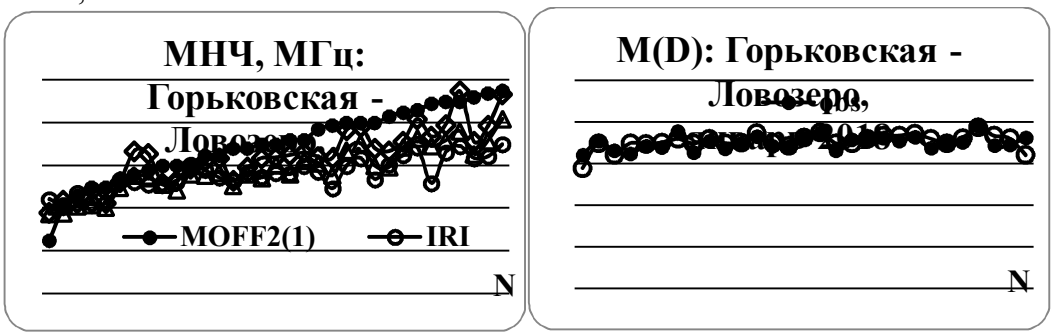


Рис. 2. Сравнение характеристик распространения на трассе Горьковская - Ловозеро в январе 2017

Среди причин, по которым существует остаточное отклонение, можно назвать неточность определения коэффициента M(D) и несоответствие формы модельного N(h)-профиля реальной форме. Для выяснения вклада M(D) приведена правая часть рисунка 2. Видно, что значения M(D) хорошо соответствуют между собой с СКО=4.5%. В то же самое время в некоторых работах отмечались проблемы с моделированием параметра B0, описывающего N(h)-профиль слоя F2 ионосферы [7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Модели ионосферы широко применяются для задания и прогнозирования состояния среды. В данной работе используется модель IRI для условий северной европейской части РФ. Показано, что при адаптации к параметрам текущей диагностики, в данном случае по измерениям в конечных точках трассы, модель может адекватно описывать состояние среды. Сравнение модельных и экспериментальных значений показывает, что коэффициенты МПЧ3000F2 и M(D) являются самыми надежными параметрами. Поскольку в ближайшие годы будет наблюдаться минимум солнечной активности, полученные результаты могут служить ориентиром для этих лет.

Авторы выражают большую благодарность сотрудникам Арктического и Антарктического научно-исследовательского института за предоставление данных вертикального и наклонного зондирования на сайте http://geophys.aari.ru/, Community Coordinated Modeling Center за предоставление модели IRI online. Работа поддержана грантом РФФИ 18-05-00343А.

Список используемых источников

1.*Благовещенский Д.В., Мальцева О.А., Анишин М.М., Рогов Д.Д.* Особенности моделирования распространения КВ в высоких широтах // Техника радиосвязи. - 2015. - Выпуск 1(24). - С. 16-26.

2.*Жбанков Г.А.* Способ коррекции модели ионосферы (IRI-2007) по данным вертикального зондирования для заданного региона // Военно-научная конференция, 29-30 октября 2015 г. Научно-методический сборник №2 (544) НИЦ (г. Тверь). - С. 215-220.

3.*Athieno R., P.T. Jayachandran D.R. Themens, D.W. Danskin* Comparison of observed and predicted MUF(3000)F2 in the Polar cap region // Radio Sci. - 2015. – V. 50. – P. 509–517, doi:10.1002/2015RS005725.

4.*Bilitza D., Altadill D., Zhang Y., Mertens C., Truhlik V., Richards P., McKinnell L.-A., Reinisch B.,* The International Reference Ionosphere 2012 – a model of international collaboration // J. Space Weather Space Clim. - 2014. - N4. A07, 12p. DOI: 10.1051/swsc/2014004.

5.*Blagoveshchensky D.V., Maltseva O.A., Anishin M.M., Rogov D.D., Sergeeva M.A.* Modeling of HF propagation at high latitudes on the basis of IRI // Advances in Space Research. – 2016. - V. 57. - N 3. - P. 821 – 834. doi: http://dx.doi.org/10.1016/j.asr.2015.11.029.

6.*Gulyaeva T.L.* Modification of solar activity indices in the international reference ionosphere IRI and IRI-PLAS models due to recent revision of sunspot number time series // Solar-Terrestrial Physics. - 2016. V. 2. No. 3. doi:10.12737/20872.

7.*Pancheva D., Mukhtarov P.* A single-station spectral model of the monthly median foF2 and M(3000)F2 // Studia geoph. et geod. - 1998. – V.42. – P. 183-196.

8.*Pietrella M.* Empirical regional models for the short-term forecast of M3000F2 during not quiet geomagnetic conditions over Europe // Ann. Geophys. - 2013. – V.31. – P. 1653–1671.

9.*Themens D.R., Jayachandran P.T., Nicolls M.J., MacDougall J.W.* A top to bottom evaluation of IRI 2007 within the polar cap // J. Geophys. Res. Space Physics. - 2014. – V. 119. – P. 6689 – 6703, doi:10.1002/2014JA020052.

10. *Warrington E.M., Bourdillon A., Benito E. et al.* Aspects of HF radio propagation // Annals of Geophysics. - 2009. - V. 52. - N. 3/4. – P. 301-321.

11. *Zaalov N.Y., Moskaleva E.V., Burmakina T.S.* Application of the IRI model to the HF propagation model with optimization of the ionosphere parameters to day-to-day variation // Advances in Space Research. – 2017. – V. 60. – P. 2252–2267.

А.В. Медведев,
доктор физико-математических наук
Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск

ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ВСЕАТМОСФЕРНЫЙ РАДАР В ЗАДАЧЕ ДИАГНОСТИКИ ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ В ОКОЛОЗЕМНОМ КОСМИЧЕСКОМ ПРОСТРАНСТВЕ

Обсуждаются возможности перспективного всеатмосферного радара (мезосферно-стратосферно-тропосферного радара некогерентного рассеяния) для диагностики геофизических событий в околоземном космическом пространстве.

ВВЕДЕНИЕ

Исследования атмосферы и ионосферы Земли с помощью радаров имеют полувековую историю и остаются актуальными по настоящее время ввиду обширности получаемой этими инструментами информации о свойствах околоземного пространства. Исследования верхней и средней атмосферы, помимо научного, имеют также большое прикладное значение к таким проблемам, как: радиосвязь; безопасность вывода на орбиту и эксплуатации космических аппаратов; навигация и использования авиации в высоких широтах; эксплуатация сетей высокоширотных линий электропередач.

Большая часть имеющейся в настоящее время информации об ионосфере основана на многолетних наблюдениях радаров некогерентного рассеяния (НР), с помощью которых исследуется ионосфера на высотах 100-1000 км. Последние десятилетия большое внимание исследователями разных стран было уделено нижней ионосфере и нейтральной атмосфере, динамика и химические процессы которых, как выяснилось, играют ключевую роль в формировании структуры, ионного состава ионосферной плазмы, и в перераспределении энергии между разными областями верхней и средней атмосферы Земли. Активные исследования солнечной активности в последние десятилетия поставили широкий спектр задач, которые воплотились в новую концепцию «космической погоды». Она охватывает все процессы взаимодействия излучения Солнца и корпускулярного потока солнечного ветра с атмосферой Земли, поэтому современные исследования рассматривают систему Солнце-Земля «в целом», что определенно изменило подход к созданию современных методов радиофизической диагностики атмосферы.

Необходимость рассматривать атмосферу как единую динамическую систему привела к тому, что в 80-90-х годах прошлого века разными странами были созданы мезосферно-стратосферно-тропосферные (МСТ) радары, обладающие способностью исследовать динамику нейтральной атмосферы в диапазоне высот 0-100 км. Создание новых МСТ радаров и исследования нейтральной атмосферы активно проводилось в Индии, США, Великобритании, Австралии, Китае, и в настоящее время более 10 радаров могут в той или иной степени работать в режиме МСТ.

На текущий момент в России нет установок, способных проводить измерения в режиме МСТ радара, поэтому широкий круг научных вопросов, связанных с динамикой средней атмосферы, не поддерживается современными высокоточными экспериментальными данными. Создание современного радара МСТ – НР позволит восполнить недостаток экспериментальных данных в этой области исследований.

Современные технические решения в области радиолокационной техники, которые реализованы предприятиями России, позволяют создать на новой элементной базе современный радиолокационный комплекс, который объединит в себе режимы НР и МСТ, позволив получать информацию о динамике атмосферы Земли в исключительно широком диапазоне высот 2-2000 км.

ЦЕЛИ И ЗАДАЧИ НР-МСТ РАДАРА

НР-МСТ радара должен являться многоцелевым комплексом, позволяющим быстро осуществлять переход на решение новых задач. Научные направления будут меняться вследствие развития физики ВА и солнечно-земных связей. В настоящее время наиболее актуальными являются следующие задачи:

Взаимодействие магнитосферы с системой ионосфера/термосфера

Взаимодействие верхней атмосферой (ВА) с магнитосферой определяется комплексом плазменных процессов, оказывающих сильное влияние на структуру и динамику ВА, особенно в периоды геомагнитных бурь, когда на авроральных широтах происходят высыпания энергичных частиц, генерируются сильные электрические поля магнитосферного происхождения и токи. Вследствие этого возникают сильный джоулев нагрев термосферы и градиенты давления, вызывающие сильные нейтральные ветры и внутренние гравитационные волны (ВГВ), которые распространяются к экватору и изменяют систему циркуляции термосферы. В результате изменяется нейтральный состав, происходит перемещение плазмы по линиям магнитного поля, что изменяет условия ионизации и рекомбинации ВА. В то же время нейтральные ветры за счет динамо эффекта генерируют электрические поля, которые в свою очередь воздействуют на плазму и нейтральный газ. Таким образом, происходит сильное (нелинейное) взаимодействие между ионизированной и нейтральной компонентами, во многом определяющее динамику и электродинамику ВА.

Особую проблему составляет отклик ВА на сверхмощные бури, когда среднеширотная ионосфера по своим основным свойствам становится близкой к авроральной. Требуют изучения механизмы проникновения сильных электрических полей и высыпающихся энергичных частиц в столь низкие широты, возникновения неустойчивостей ионосферной плазмы.

НР-МСТ радар должен внести определяющий вклад в решение этих вопросов на основе детального изучения структуры и динамики ионизованной и нейтральной составляющих среднеширотной ВА во время бурь, распространения возмущений от высоких к средним и низким широтам.

Воздействие на ВА нижних слоев нейтральной атмосферы

Динамика ВА во многом определяются планетарными и внутренними гравитационными волнами (ВГВ) ее нейтральной компоненты, которые имеют широкий спектр пространственных (от единиц до тысяч км) и временных (от нескольких минут до нескольких суток) масштабов. Источники этих волн разнообразны – метеорологические процессы в тропосфере, джоулев нагрев ионосферными токами, взрывы, землетрясения, и др. Реакция ионосферы на ВГВ проявляется в виде перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ), радиофизические исследования которых проводились на протяжении многих лет. Однако многие вопросы остаются актуальными. Ключевыми из них являются: определение частей спектра ВГВ, которые вносят основной вклад в тепловой режим, энергетику и динамику ВА; воздействие волнового переноса на химический состав мезосферы и термосферы; влияние ВГВ на генерацию электрических полей и плазменных неустойчивостей; взаимодействие ВГВ с приливами и нейтральным ветром и их влияние на вариации параметров ВА; идентификация источников ВГВ и др.

Решение этих задач возможно лишь с помощью НР-МСТ радара, позволяющего измерять параметры ВГВ нейтралов и ПИВ, определять их пространственно-временные распределения в разнесенных точках, отслеживать распространение ПИВ с помощью меридиональной цепочки вспомогательных инструментов, а так же с привлечением данных наблюдений региональных и глобальных сетей станций.

Воздействие на ионосферу мощными радиоволнами

Исследования по взаимодействию мощных КВ радиоволна с ионосферной плазмой составляют обширный и интенсивно развивающийся раздел физики ВА. Управляемое воздействие на ионосферу открыло принципиально новую возможность проведения (почти) лабораторных экспериментов, позволяющих проводить более глубокое, по сравнению с пассивными измерениями изучение свойств ионосферы и ВА, исследовать вопросы управляемого воздействия на процессы в ионосфере и ОКП.

Нагрев или модификация ионосферы мощными КВ радиоволнами приводит к нагреву электронов и возникновению различных неустойчивостей плазмы, вследствие чего возникают разнообразные явления и эффекты.

В результате нагрева формируются крупномасштабные возмущения температуры и концентрации электронов, дефокусирующие (E-слой) и фокусирующие (F-слой) линзы, происходит кросс-модуляция и самовоздействие радиоволн. В поле стоячей мощной радиоволны в ионосфере формируются периодические искусственные неоднородности (решетки), радиолокация которых позволяет измерить ряд параметров плазмы и нейтральных компонент.

Амплитудная модуляция мощной волны вызывает модуляцию проводимости ионосферы и токов, обусловленных внешними электрическими полями (в высоких широтах) или нейтральным ветром (в средних широтах). Этот ток является источником искусственного низкочастотного (СНЧ-КНЧ-ОНЧ) излучения, которое распространяется в волноводе Земля-ионосфера на большие дальности (до тысяч км), либо, в «свистовой» моде, в магнитосферу. Данный эффект рассматривается как один из самых перспективных - для связи с подводными лодками, подземной радиолокации, воздействия на магнитосферу.

В результате возникновения неустойчивостей возбуждаются плазменные волны, слои, волокна, искусственная ионосферная турбулентность, то есть неоднородности ионосферной плазмы различного типа. Одним из наиболее значимых эффектов является ярко выраженное мелкомасштабное расслоение плазмы на сильно вытянутые вдоль магнитного поля неоднородности. Важными являются искусственное свечение в E и F слоях и искусственное (широко-полосное) радиоизлучение ионосферы, возбуждение (усиление) плазменных и ионных линий в спектрах сигналов, измеряемых радарами НР.

Данное направление исследований является одним из наиболее перспективных. Оно важно для изучения «естественных» свойств ВА, например, условий возникновения неустойчивостей. Интерес к нему все более возрастает после введения в строй первой очереди нагревного стенда (НС) HAARP и обсуждения его возможностей по активному воздействию на ОКП, в том числе в военных целях. Сейчас такие эксперименты проводятся на 6-ти НС: «СУРА» (Н. Новгород, НИРФИ), Aresibo (Пуэрто-Рико, NSF), HAARP (Аляска, США), HIPES (Аляска, США), SPEAR (Щпицберген, Великобритания) и «Heating» (Тромсе, Норвегия), созданный европейской ионосферной ассоциацией EISCAT, из которых 2 первых расположены в средних, а остальные – в высоких широтах.

Подобные эксперименты могут быть проведены только с помощью НР-МСТ радара.

Глобальные изменения и региональные особенности

НР-МСТ радар имеет уникальное расположение, заполняя существенный пробел в долготной цепи геофизических центров США, Европы и Японии, поэтому его данные будут иметь важное значение при получении глобальных распределений параметров ионосферы и атмосферы.

Глобальные изменения и долгопериодные тренды вариаций параметров окружающей среды составляют одну из актуальных проблем, при этом в исследованиях атмосферы наибольшее значение имеют ряды данных об изменениях всех ее слоев, которые могут быть получены с помощью НР-МСТ радара.

Перспективным направлением исследований является комплексное изучение литосферно-атмосферно-ионосферных связей. Иркутский регион характеризуется высокой сейсмической активностью, обеспечивающей необходимые условия для исследований атмосферного и ионосферного проявления этой активности на основе данных НР-МСТ радара и сейсмостанций.

Восточно-Сибирский регион имеет важные особенности глобального значения – наибольшее различие магнитных и географических широт, сильную магнитную аномалию, что еще раз подчеркивает уникальность расположения НР-МСТ радара. Именно в этом регионе в последние годы зарегистрировано много необычайно мощных возмущений ВА, в том числе и при умеренных геомагнитных бурях, что требует выяснения причин этого явления.

Распространение радиоволн и радиофизические методы дистанционной диагностики ионосферы

Ионосферная плазма, как среда распространения радиоволн, характеризуется неоднородностями различных масштабов, дисперсией, поглощением, анизотропией и, при определенных условиях, нелинейностью. Неоднородные электрические свойства земной поверхности, ее сложный рельеф и покров также сильно влияют на свойства радиоволн. Для различных длин волн и видов радиотрасс эти свойства среды проявляются в виде различных эффектов, которые во многих случаях действуют в комплексе и формируют сложные процессы распространения. Изучение распространения радиоволн в таких сложных средах составляет одну из важнейших проблем радиофизики.

Различные эффекты взаимодействия радиоволн с ионосферой позволяют установить связь между ее параметрами и характеристиками радиосигналов, на основе чего разработаны и развиваются методы дистанционной диагностики ионосферы. Радиофизические методы дают наибольшую часть данных о структуре и свойствах ВА. Поэтому развитие этих методов, расширение их диагностических возможностей – одно из важных направлений.

С помощью НР-МСТ радара будут проводиться исследования ионосферного, в том числе нелинейного, распространения радиоволн КВ, УКВ и УВЧ диапазонов. Преимуществом НР-МСТ радара является возможность обеспечения этих исследований высокоинформативной диагностикой ионосферной плазмы.

Будут разрабатываться новые методы дистанционной диагностики окружающей среды, основанные на анализе отдельных реализаций сигнала, а не их статистических характеристик. При этом основное внимание будет уделяться когерентным и интерференционным методам диагностики.

Планируемые фундаментальные исследования станут основой развития технологий адаптации современных высокочувствительных радиолокационных систем к возмущениям космической погоды, к экстремальным явлениям в приземной атмосфере и искусственным воздействиям.

М.С. Михайлов,
кандидат технических наук;
А.А. Волкова;
Е.А. Бородко;
К.Ю. Кожевников;
В.А. Пермяков,
доктор физико-математических наук;
ФБГОУ ВО Национальный исследовательский университет «МЭИ», г. Москва

УЧЕТ ВЛИЯНИЯ ТРОПОСФЕРНЫХ ВОЛНОВОДОВ И МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТИ НА РАСПРОСТРАНЕНИЕ РАДИОВОЛН В ЛОКАЦИОННЫХ ЗАДАЧАХ

Приводится учет влияния тропосферных волноводов на распространение радиоволн над морской поверхностью. Также рассматривается методика учета влияния морского волнения как на распространение, так и на отражение локационных сигналов. В докладе приведены примеры влияния волноводов испарения, приповерхностных волноводов, на работу радиолокатора В работе проводится метод расчета распространения радиолокационных сигналов в тропосферных волноводах над морской поверхностью методом параболического уравнения, реализованным методом расщепления с использованием быстрого преобразования Фурье.

Ключевые слова: волновод испарения, приповерхностный волновод, метод параболического уравнения.

ВВЕДЕНИЕ

В большинстве работ, посвященных изучению загоризонтного распространения радиоволн, основной упор делается на учет влияния волновода испарения [1, 2]. В нашей работе мы рассмотрим также распространение в тропосферном приповерхностном волноводе. Появление тропосферных волноводов связано с инверсией показателя преломления с высотой.

В расчетах для учета кривизны земли вводится приведенный коэффициент преломления воздуха m. Показатель преломления воздуха очень мало отличается от единицы, по этой причине вводят величину, показывающую на сколько приведенный показатель преломления отличается от единицы, именуемую «модуль приведенного коэффициента преломления»:

$$M(z) = \left(m(z) - 1\right) \cdot 10^6 = N(z) + z \cdot 10^6 / a, \quad (1)$$

где z — текущая высота над уровнем моря и a — радиус Земли, N — модуль коэффициента преломления или индекс преломления, показывающий на сколько показатель преломления отличается от единицы. Показатель преломления воздуха неразрывно связан с метеорологическими параметрами окружающей среды. Для расчета модуля коэффициента преломления используется эмпирическая формула:

$$N = 77,6\,P/T + 3,73 \times 10^5\, e/T^2, \quad (2)$$

где P — давление сухого (в гектопаскалях), T — температура (в Кельвинах), а e — парциальное давление водяного пара (в гектопаскалях). Относительная влажность в процентах, которую выдает метеодатчик, связанна с давлением насыщенного водяного пара. Инверсия показателя преломления возникает в связи с появлением инверсии в метеорологических параметрах. Распространение радиоволн в условии неоднородности тропосферы рассчитывается с помощью метода параболического уравнения [3].

ВОЛНОВОД ИСПАРЕНИЯ

Появление волновода испарения связано с инверсией влажности морского воздуха. Прямо на поверхности моря, влажность достигает 100%. С высотой влажность уменьшается, хотя в нормальных условиях практически не зависит от высоты.

Как правило, в теоретическом анализе распространения радиоволн в волноводе испарения применяют вертикальный профиль модуля приведенного показателя преломления $M(z)$, который описывается моделью Паулуса–Ешке (Paulus–Jeshke) [4, 5]:

$$M(z) = M(0) + 0,125\left\{z - z_d \cdot \ln\left[\left(z + z_0\right)/z_0\right]\right\}, \quad (3)$$

где z_d — высота волновода испарения (в метрах), а z_0 — эквивалентная длина, характеризующая шероховатость и равная$1{,}5 \cdot 10^{-4}$ м, для спокойного моря.

По оценкам, диапазон работы радиолокатора в сантиметровом диапазоне длин волн в идеальных условиях в волноводе испарения с высотой 15 достигает нескольких сотен километров в случае применения профиля (3) и оптимального возбуждения волновода испарения [6]. На рис. 1 изображена кривая, отображающая зависимость модуля приведенного коэффициента преломления от высоты — M–профиль — волновода испарения с высотой 15 м по модели Паулуса–Ешке (3) и распределение поля в таком волноводе по высоте на дальности 100 км от узконаправленной антенны. В реальных условиях, дальность действия радиолокационной станции меньше, за счет потерь в воздухе, а также за счет рассеяния электромагнитных волн на морских волнах и на турбулентностях в тропосфере [7–10].

ПРИПОВЕРХНОСТНЫЙ ТРОПОСФЕРНЫЙ ИСПАРЕНИЯ

Изменение индекса преломления также может быть вызвано температурной инверсией. Если эти изменения сильнее, чем влияние сферичности земли, то наблюдается положительная рефракция и, как следствие, появление поверхностного тропосферного волновода. На рис. 2 приведены M–профили приповерхностных волноводов с различными градиентами на высоте 50 (рис. 2а) и 30 метров (рис 2б).

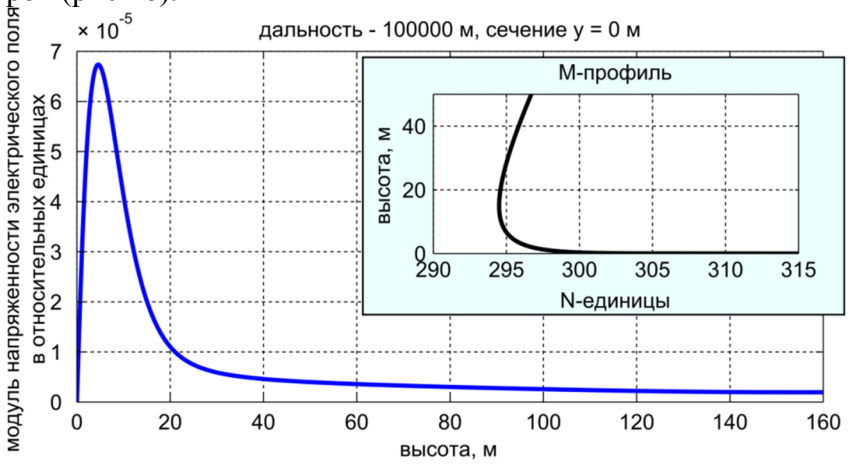


Рис. 1. Распределение поля по высоте на дальности 100 км от антенны в волноводе, параметры которого представлены на M–профиле.

Влияние отрицательного градиента показателя преломления на распространение радиоволн показано на рис. 3. Изменение на 1 *N*–единицу (одна миллионная n) показателя преломления соответствует изменению температуры на 1,2 K или изменению влажности около 0,7%. Стоит отметить что при высоте приповерхностного волновода 30 метров рис. 3б достаточного меньшего градиента показателя преломления для возникновения эффекта волноводного распространения радиоволн, нежели при 50, изображенном на рис. 2а.

На рис 3 наблюдается многомодовое распространение. При значительном градиенте показателя преломления (например на рис. 3б для фиолетовой линии градиент равен $-10N$-единиц) в волноводе начинают возбуждаться моды высших типов. Моды суммируются, но имеют разные постоянные распространения. Эффектом такого суммирования становится периодический характер — чередование максимумов и минимумов по дальности на определенной высоте.

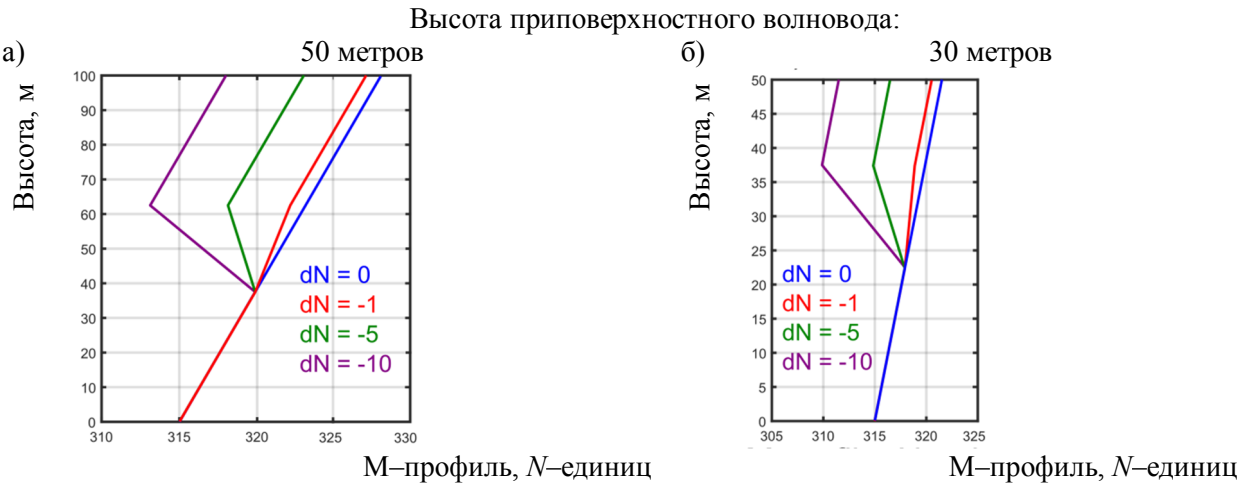


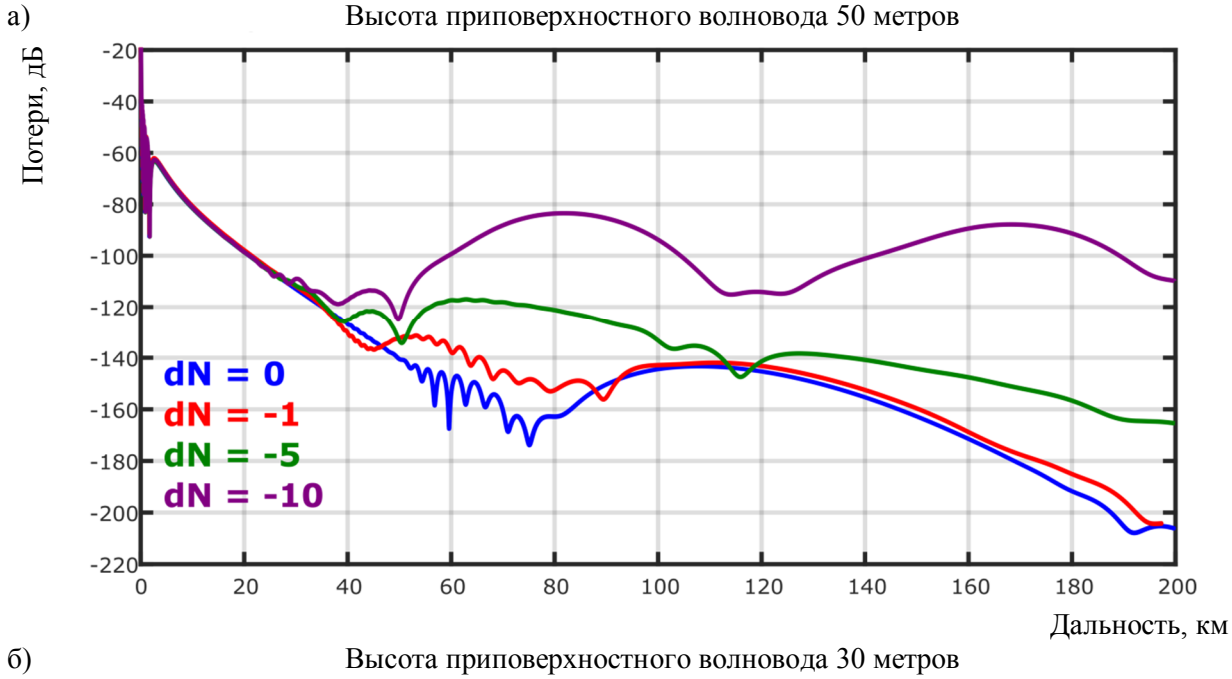
Рис. 2. М–профиль волноводов с различным градиентом при высоте приповерхностного волновода а) 50 и б) 30 метров

УЧЕТ ШИРИНЫ СПЕКТРА СИГНАЛА

В качестве зондирующего сигнала на этапе обнаружения объектов радиолокационного наблюдения используется сигнал с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ). С выхода оптимального приемника поступает сжатый ЛЧМ сигнал. Пусть окружающая среда имеет линейные и стационарные свойства. Под этим понимается, что ε, μ, σ не зависят от амплитуды электромагнитного поля и не меняются со временем. Независимость от времени среды достигается малой длительностью сигнала, во время прохождения которого среда не успевает измениться. Однако при этом они могут зависеть от частоты.

Длительность сжатого сигнала составляет величину обратную ширине спектра сигнала. В оптимальном приемнике используется фильтр коррекции боковых лепестков автокорреляционной функции, поэтому форма сжатого сигнала близка к гауссовой и имеет наносекундную длительность. Плавная форма импульса хорошо подходит для программы электромагнитного моделирования. Рассчитывается распространение сжатого сигнала. Пусть такой сигнал подан на вход передающей антенны. Спектр сигнала является комплексным.

На вход передающей антенны предполагается подавать различные входные сигналы и наблюдать на выходе приемной антенны ответные сигналы. Помимо ЛЧМ сигнала в радиолокации также используют сигнал с фазовой манипуляцией (ФМн). Сжатый ФМн имеет треугольную форму, с треугольными боковыми лепестками [11].



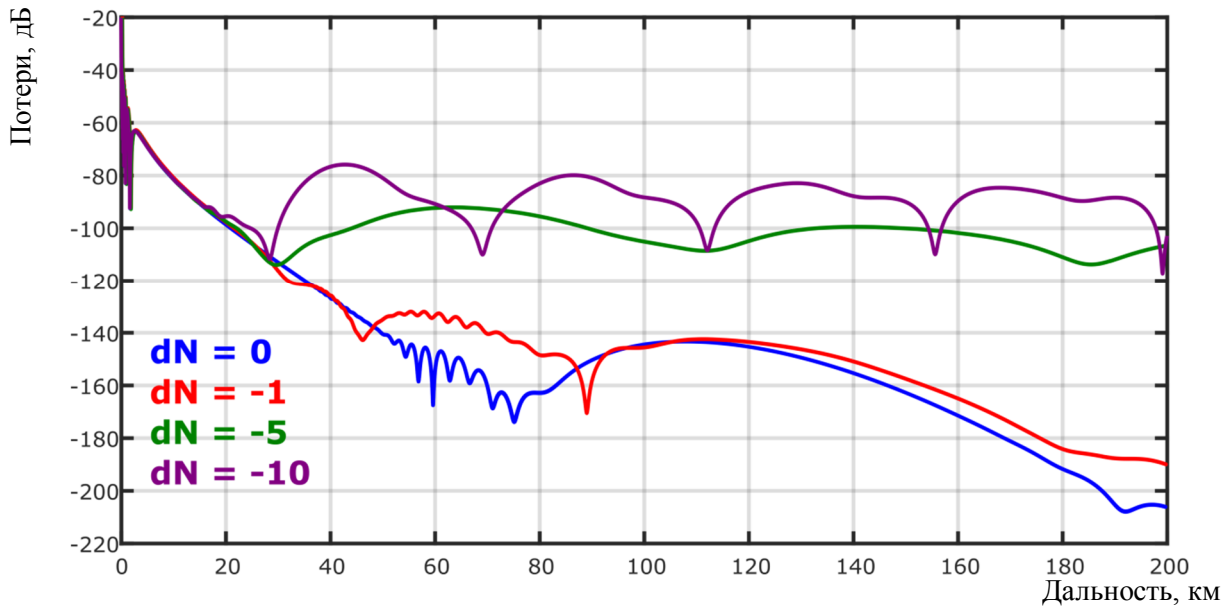


Рис. 3 Влияние отрицательного градиента показателя преломления на распространение радиоволн, при высоте приповерхностного волновода а) 50 и б) 30 метров. М–профиль волноводов представлен на рис. 2.

Методом параболического уравнения достаточно рассчитать распространение для сигнала гауссовой формы. Для расчета распространения других входных сигналов достаточно знать импульсную характеристику или передаточную функцию, которая находится отношением спектра выходного сигнала ко входному. Если имеются отсчеты спектральной плотности другого входного сигнала, то можем найти спектральную плотность выходного сигнала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Показано влияние волновода испарения и приповерхностных тропосферных волноводов на распространения радиоволн, но. Полученные результаты представляются важными для постановки и интерпретации экспериментов по наблюдению процессов загоризонтное распространение радиоволн над морем. В будущем, для прогнозирования функционирования РЛС, целесообразно дополнить радиолокационный комплекс с установкой для измерения профиля показателя преломления с помощью датчиков и компьютерной программы для расчета радиолинии по методу параболического уравнения.

Работа выполнена при поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 8.3244.2017 / ПЧ).

Список используемых источников

1. *Kenneth D.A.* The RED Experiment. An Assessment of boundary Layer Effects in a Trade Winds Regime on Microwave and Infrared over the Sea. // Bulletin of American Meteorological Society, Sept.2004.–pp.1355–1365.

2. *French G.* Propagation of 10,6 GHz over a long Path in the Tropical Evaporation Duct. / Kerans A., Woods G., Lensson E., French G. // Workshop on the Applications of Radio Science. – Leura, NSW Australia (20 – 22 February 2002).

3. *Levy M.* Parabolic equation methods for electromagnetic waves propagation. London, UK, IEE, 2000.

4. *Paulus R.A.* Practical application of an evaporation duct model / R.A. Paulus // Radio Science. 1985. V. 20. № 4. – p. 8.

5. *Jeske H.* State and limits of prediction methods of radar wave propagation conditions over sea // Modern Topics in Microwave Propagation and Air–Sea Interaction. IEEE, 1973, pp. 131–148.

6. *Mikhailov M.S., Permyakov V.A., Makhalov A.V.* Limitations on the Range of Radiosystems in the Duct of Evaporation / Russian Physics Journal, 2016, V. 59, №12-3, P. 140–144.

7. *Chou Y.-H., Kiang J.-F.* Effect of Turbulence on Wave Propagation in Evaporation Ducts above a Rough Sea Surface. / Forum for Electromagnetic Research Methods and Application Technologies, 2014, No.1.

8. *Chou Y.-H., Kiang J.-F.* Ducting and Turbulence Effects on the Radio-Wave Propagation in an Atmospheric Boundary Layer. / Progress in Electromagnetic Research, B, Vol. 60, 301-315, 2014.

9. *Permyakov V.A., Mikhailov M.S., Borodko Y.A.* Propagation of Radio Waves in the Presence of a Combined Tropospheric Duct / 2017 13th International Conference on Advanced Technologies, Systems and Services in Telecommunications (TELSIKS), Serbia, Niš, 18–20 October, 2017 Proceedings of Papers, pp.109–110.

10. *Isakov M.V., Makhalov A.M., Mikhailov M.S., Permyakov V.A.* On the Effect of Refractive Index Perturbations on Propagation of Radio Waves in the Evaporation Duct // Progress In Electromagnetics Research Symposium Abstracts, St. Petersburg, Russia, 22–25 May 2017, p.850.

11. Баскаков А.И., Жутяева Т.С., Лукашенко Ю.И. Локационные методы исследования объектов и сред. Учебник для вузов / Под ред. проф. А.И. Баскакова. М.: Изд. центр «Академия», 2011.

Ю.П. Михайловский*
кандидат физико-математических наук;
А.А. Синькевич*
доктор технических наук;
Ю.А. Довгалюк*
кандидат физико-математических наук;
Н.Е. Веремей*
кандидат физико-математических наук;
В.С. Макитов**
кандидат физико-математических наук;
В.С. Инюхин**
кандидат физико-математических наук;
С.А. Кущев**
* ФГБУ «Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова», Санкт-Петербург,
** ФГБУ «Высокогорный геофизический институт», 360030, г. Нальчик.

ОСОБЕННОСТИ ЭВОЛЮЦИИ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ И ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ МНОГОЯЧЕЙКОВЫХ ГРОЗО-ГРАДОВЫХ КЛАСТЕРОВ

Представлено исследование эволюции радиолокационной структуры (МРЛ-5) и электрической активности (LS8000) многоячейковой грозо-градовой системы. Характеристики града рассчитывались по 2-х волновому радиолокационному методу. Анализировались связи электрических и радиолокационных параметров в процессе взаимодействия (слияния) отдельных ячеек. **В** результате слияния конвективных ячеек отмечается интенсификация микрофизических, динамических и электрических процессов. Исследовалось влияние электрических полей более развитых в электрическом смысле облаков на процессы осадкообразования и динамику вновь образующихся («фидерных»).

Ключевые слова: радиолокация, град, молнии, многоячейковые грозо-градовые процессы, двух-волновой метод индикации града, пеленгация молний.

ВВЕДЕНИЕ

Многоячейковые грозо-градовые облака имеют наибольшую повторяемость во всех без исключения регионах планеты[2, 3]. Взаимодействие конвективных ячеек, составляющих многоячейковое облако, в значительной степени определяет его развитие и, как следствие, продолжительность существования[1, 7, 9, 10]. Одним из процессов, требующих детального исследования является процесс «слияния» конвективных ячеек. «Слияние» зачастую приводит к формированию ячеек с характеристиками, значительно превосходящими их значения до слияния [1, 7, 10]. Такие процессы имеют место, в частности, при развитии суперячейковых градовых облаков, когда периферийные фидерные облака вовлекаются в систему основного восходящего потока [3, 8, 10]. Интенсификация процессов динамики и осадкообразования при «слиянии» облачных ячеек или просто в условиях формирования многоячейковых облачных систем может быть обусловлена влиянием электрических полей более развитых в электрическом смысле облаков на процессы осадкообразования и динамику вновь образующихся («фидерных») [5]. И.М. Имянитов полагал, что электрические силы могут оказывать влияние на осадкообразование равносильное увеличению водности в облаке на порядок. В ГГО были выполнены работы, которые теоретически подтвердили эти предположения. Усиление (ускорение) осадкообразования в свою очередь интенсифицирует электризацию облака. Таким образом, за короткое время уровень опасных явлений погоды (ОЯП), связанных с конвективными облаками, может существенно вырасти за счет этих процессов. Что необходимо учитывать при прогнозе и диагнозе ОЯП. Исследование этих вопросов представляет научный и практический интерес еще и потому, что многие используемые на практике методики воздействий на облачные образования основаны на воздействиях на «фидерные» облака, т.е. на вновь образующиеся, растущие ячейки, которые затем сливаются с ячейками существующего облачного образования. Углубление понимания происходящих при этом процессов позволит совершенствовать методики

АВ.

ЭВОЛЮЦИЯ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ СТРУКТУРЫ ГРОЗО-ГРАДОВОГО КЛАСТЕРА

Целью настоящего исследования является анализ результатов непрерывных наблюдений с помощью двухволнового метеорологического радиолокатора МРЛ-5, оснащенного автоматизированной системой сбора, обработки и анализа радиолокационной информации и грозопеленгационной системы LS-8000 многоячейковой облачной системы, развивавшейся над центральной частью Северного Кавказа 07.06.2014г. [6].. Погода района исследования определялась наличием ложбины низкого давления с юга, сформированной под влиянием высотного циклона, расположенного над Анкарой (Турция). Атмосфера над районом имела неустойчивую стратификацию, характерную для конвективных процессов средней интенсивности. Полная энергия неустойчивости атмосферы достигала 2287 Дж/кг. Существенный сдвиг ветра, как по скорости, так и по направлению отсутствовал. Анализ радиолокационной структуры исследуемого градового процесса позволил классифицировать его, как многоячейковый упорядоченный градовый процесс с правосторонним развитием [2, 3,4].

Наблюдения начались в 17.42. Высота верхней границы радиоэха конвективной ячейки 1(Нв) в это время составляет 8,0 км, а значение максимальной радиолокационной отражаемости ($Z_{\max}$) – 27 dBZ. Осадки в ней еще не сформированы. Интенсивно развиваясь, уже через 12 мин, в 17.54, эта ячейка достигает градовой стадии, из нее отмечается выпадение мелкого града, крупы и ливневых осадков. $H_{\text{в}}$ в это время составляет 11,4 км, высота зоны отражаемости 45 дБZ (H_{45}) – 9,3 км, $Z_{\max}$=50 dBZ. Правее ячейки 1, в том же облаке, в 17.45 регистрируется первое радиоэхо градовой ячейки 2. Именно такой порядок зарождения и смены градовых ячеек характерен для упорядоченных многоячейковых градовых процессов с правосторонним развитием[3,4]. В 17.54 $H_{\text{в}}$ ячейки 2 составляет 9,9 км, а $Z_{\max}$ – 43 dBZ. Обе ячейки интенсивно развиваются. Всего через 9 мин, в 18.03, $H_{\text{в}}$ ячейки 1 составляет 11,7 км, H_{45} – 6,8 км, $Z_{\max}$ – 52 dBZ. В 18.06 радиолокационные параметры ячейки 1 достигли своих максимальных значений ($H_{\text{в}}$ – 11,9 км, H_{45} – 10,9 км, $Z_{\max}$ – 59 dBZ, высота зоны отражаемости 55 дБZ (H_{55}) – 8,6 км). Примерно в этот период начинается процесс слияния ячеек 1 и 2, который приводит к формированию между ними новой ячейки 3. В 18.15 доминирующее положение в кластере занимает уже новая градовая ячейка 3. В это время значения ее радиолокационных параметров превосходят соответствующие значения параметров ячеек 1 и 2. Ячейка 3 продолжает активно развиваться, в то время как параметры ячеек 1 и 2 уменьшаются. Уже через 6 минут, в 18.20, для ячейки 3 $H_{\text{в}}$ составляет 12,8 км, H_{45} – 11,8 км, H_{55} – 11,4 км, $Z_{\max}$ – 64 dBZ. В 18:06 ячейка 3 достигает максимума своего развития. Ее область максимальной отражаемости (контур более 60 dBZ) расположена на высотах 7 – 9 км. Это – оптимальная зона для роста крупного града в облаке. Ячейка 3 сохраняет свои максимальные характеристики в течение более получаса. К 18.44 градовые ячейки 1 и 2 полностью диссипировали и больше не регистрируются. Градовая ячейка 3 находится на стадии квазистационарности, значение максимальной радиолокационной отражаемости в это время составляет 64 dBZ. Однако, зона максимальной отражаемости, ограниченная контуром в 60 dBZ, расположена уже в нижней части радиоэха, что обычно свидетельствует о начале разрушения облака.

Таким образом, анализ радиолокационных данных по структуре и динамике развития трех конвективных ячеек грозо-градового облака показал, что ячейки 1-3 развивались в одном многоячейковом облаке, объединенном общим контуром радиолокационной отражаемости в 47 dBZ. В результате слияния ячеек 2 и 3 радиолокационные параметры обеих ячеек значительно увеличились. Ячейка 3 стала доминантной в кластере, а продолжительность ее жизни существенно превысила аналогичные значения для ячеек 1 и 2. Максимальные значения радиолокационных параметров за все время существования кластера отмечаются именно у ячейки 3, сформировавшейся в результате процесса слияния с ячейкой 2 и ставшей доминантной в кластере.

Определение микрофизических параметров градовых облаков проводилось двухволновым радиолокационным методом, реализованным на автоматизированном комплексе MeteoX [4]. Для случая двух длин волн имеет место система уравнений, связывающих радиолокационную отражаемость со среднекубическим диаметром (d_3) и концентрацией (N) града в облаке. Подробнее алгоритмы расчета указанных параметров представлены в [4]. На рис. 1 приводятся временные распределения значений среднекубического диаметра D_3 и концентрации N града в облаке, а также потока кинетической энергии выпадающего града у поверхности земли Ė.

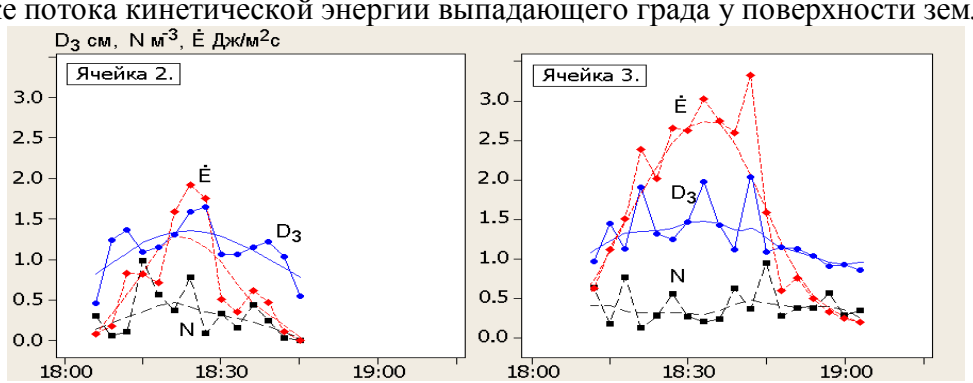


Рис. 1. Изменение значений D_3, N и Ė во времени для ячеек 2 и 3

В ячейке 2 град индицировался 39 минут (с 18:06 до 18:45), а в ячейке 3 – 51 минуту (с 18:12 до 19:03). Для ячейки 2 D_3=1.65 см., $D_{макс}$=2.11D_3=3.5 см.; для ячейки 3 D_3= 2.15 см и $D_{макс.}$= 4.54 см. Слияние ячеек 2 и 3 в данном случае стимулировало интенсификацию микрофизических процессов в ячейках 2 и 3, что и определило рост крупного града в этих ячейках и длительность его выпадения. Значения Ė для ячеек 2 и 3 составили соответственно 1.92 и 3.33 Дж/м^{2}с. Как известно, этот параметр для реальных градобитий меняется приблизительно в пределах от 0.1 до 10 Дж/м^{2}с [9, 10]. Как видно из рис. максимальное значение Ė для ячейки 2 отмечается в 18:24. В это время ячейки 2 и 3 находились в процессе слияния и были объединены контуром радиолокационной отражаемости 47 dBZ. Максимальное значение Ė для ячейки 3 отмечалось на 18 минут позже в 18:42, когда ячейка 2 уже находилась на стадии диссипации. Взрывной рост высоты зоны повышенной отражаемости ячейки 3, ограниченной контуром 55 dBZ в 18:21 свидетельствует о резком увеличении объема зоны роста града. По этой причине отмечается более продолжительное выпадение града из ячейки 3. Максимум потока кинетической энергии града для ячейки 3 оказался сдвинут во времени на 18 минут.

ДИНАМИКА ЭЛЕКТРИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ ИССЛЕДУЕМОГО ГРОЗО-ГРАДОВОГО КЛАСТЕРА

Для оценки электрической активности исследуемого облака использовали: – частоту молниевых разрядов в минуту в LF диапазоне (*F*); - максимальные токи молний (I); – суммарный ток молний за минуту (I_S) получали путем суммирования максимальных токов молний за минуту; – электрический заряд, переносимый каждой отдельной молнией (Q); - суммарный электрический заряд, переносимый молниями за минуту (Q_S). Молнии, регистрируемые в LF диапазоне, могли переносить на землю как положительный, так и отрицательный заряд, что и определяло их знак (далее по тексту «+» и «–»). Сумма токов отрицательных молний за время существования облака была равна –2230 *кА*, а положительных — +1616 *кА*. Максимальный ток единичной положительной молнии достигал 141 *кА*, а отрицательной –31 *кА*. Общий заряд, перенесенный отрицательными молниями из данного облака составил 223 Кл, средний заряд на 1 молнию 0,86 Кл, перенесенный положительными молниями соответственно 162 Кл и 2,1 Кл.

Для рассматриваемой системы облаков между суммой токов за минуту (I_S, *кА*) и частотой разрядов (*F*-) наблюдается линейная связь с коэффициентом корреляции r = 0,99, p=0,00, где *p* — уровень значимости. Уравнение регрессии имеет вид: I_S- = 0,6 - 8,3* *F*-.

Выше анализируется динамика изменения радиолокационных параметров и рассчитываемых на их основе характеристик осадков в целом и града в частности. Интересно посмотреть, проявилась ли выявленная «интенсификация микрофизических процессов» в изменениях

мощности электрического генератора и параметрах молниевой активности исследуемых облаков.

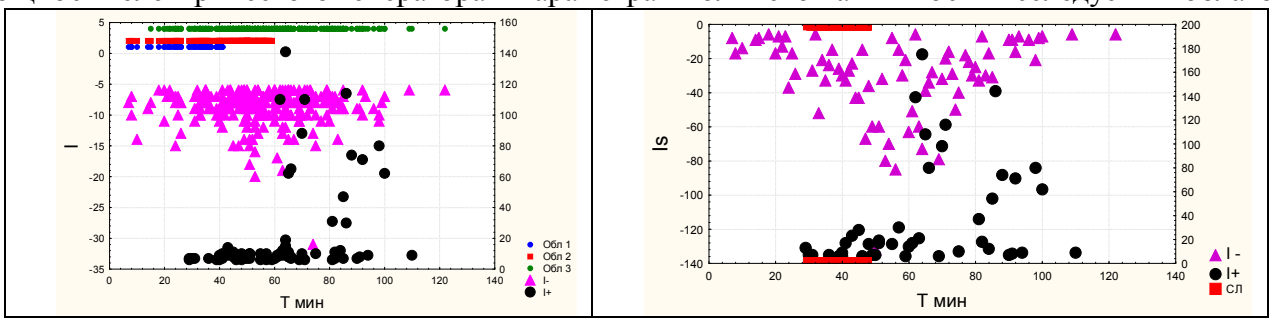


Рис. 2. Изменение токов отдельных молний I (слева) и суммарных токов за минуту I_S (справа) в анализируемом облачном кластере 07.06.2014.

На Рисунке 2 (слева) представлено изменение токов отдельных положительных и отрицательных молний в LF диапазоне за время существования исследуемого облачного кластера с 17.45 МСК (0 мин) до 19. 47 (122 мин.). В верхней части рисунка 2 отмечено время существования отдельных ячеек кластера. Верхняя линия – 3-я ячейка с 18.00 до 19.47, средняя - 2-я ячейка с 17.45 до18.44, нижняя – 1-я ячейка с 17.45 до 18.26. Слияние ячеек 2 и 3 происходило с 18.15 (30 мин.) по 18.32 (47 мин.). Из Рисунка 2 видно, что в конце этого периода и далее происходит увеличение частоты и токов отдельных отрицательных молний. Положительные молнии с большими токами появляются на 60 минуте (18.45 МСК). В 18.20 (35 мин.) ячейка 3достигает максимального развития. Нвг составляет 12,8 км, Н45 – 11,8 км, Н55 – 11,4 км, Z мах – 64 dBZ. Электрическая активность кластера в это время относительно не высокая и начинает расти через 7-10 минут. Крупные ледяные частицы, создающие наблюдаемую радиолокационную картину, должны некоторое время сталкиваться с мелкими ледяными частицами, в результате чего на них и в объеме накапливается объемный заряд, приводящий к интенсификации молниевой активности. На Рисунке 2 (справа) представлено изменение суммарных положительных (I_S+) и отрицательных (I_S-) токов за минуту во время эксперимента. Красные линии на верхней и нижней осях выделяют интервал времени, в течение которого происходило слияние 2 и 3 ячеек в анализируемом кластере. На этом рисунке более наглядно видно, что слияние 2 и 3 ячеек приводит к увеличению мощности электрического генератора облака.

ВЫВОДЫ

Анализ связей электрических характеристик с радиолокационными показал, что они достаточно тесно связаны друг с другом, с учетом временной задержки, и эти связи могут быть объяснены в рамках неиндукционного контактного механизма электризации, с решающей ролью крупных ледяных частиц.

Слияние конвективных ячеек усиливает электрическую активность облачного кластера за счет интенсификации микрофизических процессов (рост большего количества и более крупных ледяных частиц) и увеличения времени жизни облака, формирующегося при слиянии.

Развитие ячейки 3, проходящее под влиянием электрических полей более развитых в электрическом смысле ячеек 1 и 2 отличается более интенсивными процессами осадкообразования и динамики.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 16-05-00197_а, 17-05-00965_а, БРИКС_т 18-55-80020.

Список используемых источников

1. *А. М. Абшаев, М. Т. Абшаев, А.Х. Аджиев, Я. А. Садыхов, А. Б. Чочаев, А. А. Синькевич, Ю. П. Михайловский*. Анализ развития и взаимодействия ячеек в грозоградовых облаках. Тр.ГГО, 2017, вып. 586, с. 93-116).

2. *Газаева З.А., Макитов В.С.* Распределение траекторий перемещения многоячейковых градовых процессов на Северном Кавказе // Труды ВГИ. 1991. Вып. 80. С. 93–99.

3. *Инюхин В.С., Кущев С.А., Лиев К.Б., Макитов В.С.* Радиолокационные исследования распределения зон формирования первого радиоэха градовых облаков // Известия РАН. Физика Атмосферы и Океана, 2016, том 52, № 6, с. 1–8

4. *Инюхин В.С., Суслов В. В.* Алгоритмы автоматизированного распознавания и анализа радиоэха облаков // Труды ВГИ, 2010. – Вып. 96. – С. 89-100.

5. *Михайловский Ю. П., Синькевич А. А. Абшаев А.М., Аджиев А.Х., Кашлева Л.В.* О контроле электрического генератора конвективных облаков для прогноза и диагноза опасных явлений погоды. Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Часть 1. Изд. АЭТЕРНА, Нальчик, 2017, с.320- 327.

6. *Михайловский Ю.П., А. А. Синькевич, С. Д. Павар, В. Гопалакришнан, Ю. А. Довгалюк, Н. Е. Веремей, Е. В. Богданов, А. Б. Куров, А. Х. Аджиев, А. М. Малкарова, А. М. Абшаев.* Исследования развития грозо-градового облака. Часть 2. Анализ методов прогноза и диагноза электрического состояния облаков. — Метеорология и гидрология, 2017, № 6, с. 31—45

7. *Синькевич А.А., Довгалюк Ю.А., Веремей Н.Е., Михайловский Ю.П., Попов В.Б.* Слияние конвективных облаков. Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Часть 1. Изд. АЭТЕРНА, Часть 1. Нальчик, 2017, с.141- 146.

8. *D. Rosenfeld, W.L.Woodley, T. W. Krauss, Makitov V.* Aircraft microphysical documentation from cloud base to anvils of hailstorms feeder clouds in Argentina. Journal of Applied Meteorology and Climatology, 2006, vol. 45, pp. 1261-1281.

9. *Makitov V.*, Radar measurements of integral parameters of hailstorms used on hail suppression projects, *Atmospheric Research*, **83**, 380-388, 2007.

10. *Sinkevich A.A. , T.W. Krauss* Changes in thunderstorm characteristics due to feeder cloud merging. J. of Atmospheric Research., Volume 142, 1 June 2014, Pages 124–132. http://dx.doi.org/10.1016/j.atmosres.

Н.Ю. Романова*;
В.А. Панченко**
кандидат физико-математических наук;
В.А Телегин**
кандидат физико-математических наук;
* Полярный геофизический институт, Мурманск
** Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, Москва

КОРРЕЛЯЦИЯ МЕЖДУ НАПРАВЛЕНИЕМ ДРЕЙФА И ОРИЕНТАЦИЕЙ ПОПЕРЕЧНОЙ АНИЗОТРОПИИ МЕЛКОМАСШТАБНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ В ИОНОСФЕРЕ НАД МОСКВОЙ

Проведено численное сравнение экспериментальных данных, полученных в F-области ионосферы над Московским регионом. Использованы данные, полученные в январе 2015 года. Сравнение проводилось между направлением дрейфа (ионозонд DPS-4, установленный в ИЗМИРАН), и ориентацией поперечной анизотропии мелкомасштабных (несколько сот метров) неоднородностей электронной плотности (радиотомографический приемник, созданный в Полярном геофизическом институте, установленный в МГУ). Получено хорошее согласие между экспериментальными данными. В ряде случаев различные значения ориентации поперечной анизотропии соответствовали изменению в направлении дрейфа.

Ключевые слова: ионосфера, ионосферные неоднородности, ионозонд, радиотомография.

ВВЕДЕНИЕ

Методом радиозондирования и последующей математической обработки радиосигнала [1], разработанными в Полярном геофизическом институте, можно исследовать мелкомасштабные неоднородности электронной плотности в F-области ионосферы с пространственными размерами от нескольких сотен метров до нескольких километров поперёк магнитного поля. Неоднородности анизотропны, т.е. вытянуты преимущественно вдоль геомагнитного поля (ось α – продольная ось анизотропии) и менее вытянуты в направлении поперёк геомагнитного поля (ось β – поперечная ось анизотропии). Соотношение осей: $\alpha > \beta$. При различных геофизических условиях поперечная анизотропия (ось β) как в высоких широтах [2], так и в средних [3] имеет различную ориентацию (угол Ψ_A) относительно направления на географический север. В работах [2, 3] показано, что причиной поперечной анизотропии неоднородностей (а следовательно, различной ориентацией поперечной анизотропии Ψ_A) в первом случае был дрейф плазмы $E \times B$, во втором случае – горизонтальный нейтральный ветер.

В данной работе исследуются мелкомасштабные неоднородности в F-области ионосферы над г. Москва. Экспериментальные данные об ориентации поперечной анизотропии Ψ_A будут сопоставлены с направлением дрейфа $\Psi_Д$ крупномасштабных неоднородностей по данным ионозонда DPS-4, полученными в ближайшее время.

НАБЛЮДЕНИЯ

В период января 2015 г. было рассмотрено 13 случаев, когда, с одной стороны, можно было определить параметры мелкомасштабных неоднородностей α, β и Ψ_A и, с другой стороны, можно было определить направление и скорость дрейфа крупномасштабных неоднородностей.

Опишем кратко суть метода определения дрейфа. Измерение скорости дрейфа ионосферных крупномасштабных неоднородностей ионозондами DPS-4 базируется на возможности измерять доплеровские сдвиги (т.е радиальные скорости перемещения) и угловое расположение на «карте неба» отдельных ионосферных неоднородностей. Если выбрать из всей совокупности неоднородностей три не совпадающих между собой, то предполагая, что у них один и тот же вектор скорости, можно записать несложную систему уравнений используя их угловое положение и их доплеровские сдвиги и решив эту систему получить этот вектор скорости. Выбирая всевозможные подобные «тройки» получим массив векторов скорости в геомагнитных или географических координатах. На ионозонде DPS-4 этот алгоритм реализован автоматически. Если неоднородностей много (сотни или тысячи), то можно оценить средние значения скорости и дисперсию скоростей, определяющую точность измерений. Удовлетворительными можно

считать измерения, где средние значения скоростей в 3-5 раз превышают среднеквадратичные отклонения. DPS-4 позволяет получать зависимости трех проекций скоростей движения неоднородностей от времени. В дневные часы, когда ионосферное рассеяние меньше (меньше число неоднородностей на «картах неба» и узок занимаемый ими конус вокруг зенита), точность измерения скоростей хуже. В ночных условиях, когда неоднородностей на «картах неба» сотни или тысячи, точность измерения скоростей повышается.

Опишем кратко суть метода определения параметров мелкомасштабных неоднородностей (подробно метод описан в работе [1]). Наземным приемником в течение 18 минут нахождения спутника в зоне радиовидимости записывается радиосигнал, который искажается при прохождении через F-слой ионосферы, содержащий мелкомасштабные неоднородности. Если рассчитать дисперсию логарифма относительной амплитуды радиосигнала и представить её графически, то в участке наибольшей концентрации неоднородностей искаженный радиосигнал имеет вид максимума, в несколько раз превышающий уровень фона. Это означает, что в области пространства, занимаемой максимумом, можно определить пространственные параметры неоднородностей: α, β и Ψ_A. Их можно определить, если аппроксимировать экспериментальный максимум аналогичным теоретическим максимумом – моделью мелкомасштабных неоднородностей. Аппроксимация происходит путем подбора численных значений α, β и Ψ_A. Ширина теоретического максимума зависит от величин α и β. Пространственное положение теоретического максимума зависит от величины Ψ_A и в большинстве случаев определяется с точностью 2-3°. Продемонстрируем метод определения параметров α, β и Ψ_A наглядно, где будет также показано, что ориентация поперечной анизотропии Ψ_A коррелирует с направлением дрейфа $\Psi_Д$ в различных геофизических ситуациях: при стационарном и нестационарном направлении дрейфа.

Рассмотрим ситуацию, когда направление дрейфа было стационарным во время каждого из двух спутниковых сеансов, временной интервал между которыми составил около 20 минут (рис.1а,б). Такие спутниковые сеансы считаются «близкими», они удобны для демонстрации быстротекущих процессов в ионосфере, например, изменение или неизменность направления дрейфа.

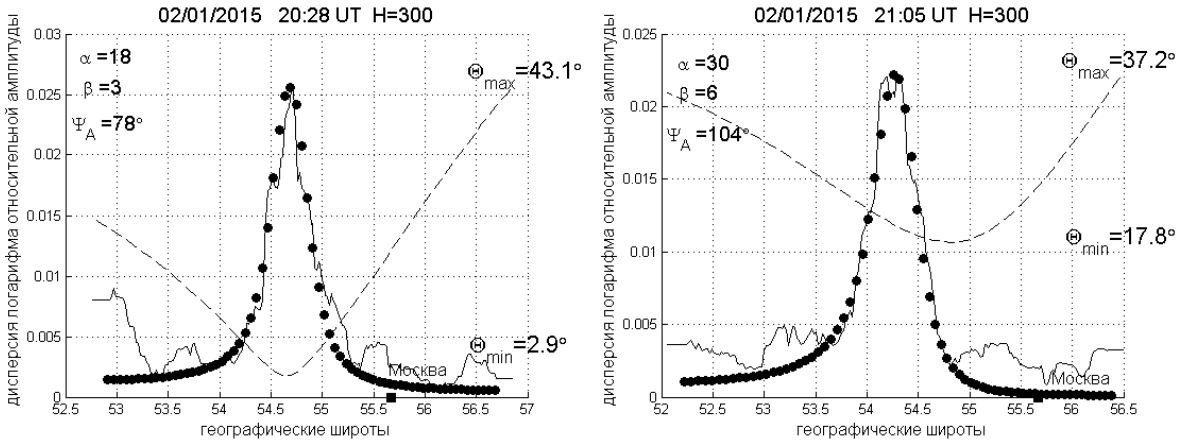


Рис.1. Экспериментальные графики дисперсии логарифма относительной амплитуды спутникового сигнала (тонкая кривая), в которых присутствует только один изолированный максимум. Аппроксимация теоретическим максимумом (черные кружки) каждого экспериментального максимума позволяет определить параметры неоднородностей (в левом верхнем углу каждого рисунка). Пунктиром показан график углов спутника с магнитным полем относительно наблюдателя в Москве.

В каждом экспериментальном графике присутствует единичный максимум, превышающий уровень фона в несколько раз, что свидетельствует о присутствии мелкомасштабных неоднородностей в пространственной области, охватываемой максимумом. В спутниковом сеансе с началом в 20:28 UT Ψ_A = 78º, а в сеансе с началом в 21:05 UT Ψ_A = 104º. Поскольку β –

ось поперечной анизотропии (как мы писали в введении), то при необходимости к текущим значениям можно прибавить 180º. Поэтому для рис.1а Ψ_A = 258º, а для рис.1б Ψ_A = 284º. Очевидно, что ориентация поперечной анизотропии Ψ_A изменилась на несколько десятков градусов, чему должно быть объяснение. Сопоставление с направлением дрейфа, полученном ионозондом DPS-4 в аналогичные моменты времени, показало, что направление дрейфа имело значения $\Psi_Д$ = 263º (для сеанса на рис.1а) и $\Psi_Д$ = 278º (для сеанса на рис.1б). В обоих случаях скорость дрейфа превышала 100 м/с, что на наш взгляд обеспечило хорошее согласие экспериментальных данных. «Близкие сеансы» демонстрируют корреляцию величин Ψ_A и $\Psi_Д$: изменение направления дрейфа $\Psi_Д$ привело к аналогичному изменению ориентации поперечной анизотропии Ψ_A , что также может быть обусловлено высокой скоростью дрейфа.

Рассмотрим другую ситуацию: направление дрейфа менялось в течение одного спутникового сеанса (рис.2).

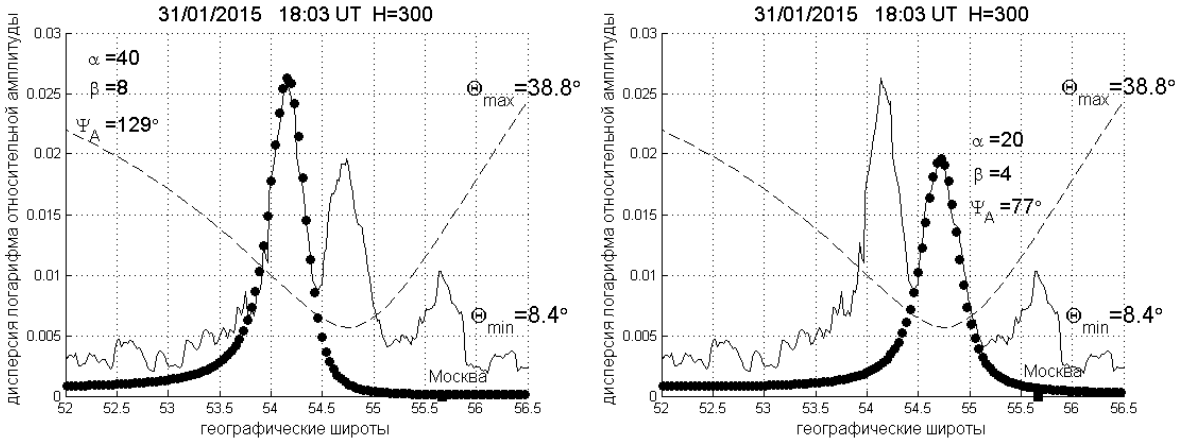


Рис.2. В графике дисперсии логарифма относительной амплитуды присутствуют два максимума. Условные обозначения те же, что на рис.1.

В экспериментальном графике присутствуют два максимума различной величины, превышающие уровень фона, поэтому каждый максимум будет проанализирован индивидуально. Присутствие двух максимумов в графике во время одного спутникового сеанса подробно рассмотрено в работе [4], посвященной исследованию мелкомасштабных неоднородностей высоких широт (арх. Шпицберген). В работе [4] несколько максимумом являлись показателем изменения направления дрейфа в полярной шапке в пространстве или во времени. Метод [1] предполагает постоянство параметров мелкомасштабных неоднородностей только в области, охватываемой одним максимумом, поэтому в данном примере каждый экспериментальный максимум аппроксимирован индивидуально. Для рис.1а Ψ_A = 129º (≡309º), а для рис.1б Ψ_A = 77º (≡257º) Очевидно, что ориентация поперечной анизотропии Ψ_A не просто менялась на протяжении спутникового сеанса, а в различных пространственных областях присутствуют неоднородности с различными параметрами, чему должно быть объяснение. Сопоставление с направлением дрейфа, полученном ионозондом DPS-4 на протяжении всего спутникового сеанса, показало, что направление дрейфа изменялось от $\Psi_Д$ = 265º до $\Psi_Д$ = 280º при скорости дрейфа 28 м/с (±9 м/с). Это не очень существенное изменение, величина $\Psi_Д$ находится в интервале величин Ψ_{A1} и Ψ_{A2} , что свидетельствует о согласии между экспериментальными данными, полученными разными методами. Наличие в графике двух максимумов, вероятно, связано с малой скоростью дрейфа. Возможно, присутствует влияние нейтрального ветра, но это исследование только планируется.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В январе 2015 г. методом радиозондирования были исследованы мелкомасштабные неоднородности электронной плотности в F-области ионосферы над г. Москва в ночное время в спокойных геомагнитных условиях. В 13 случаях была численно определена ориентация

поперечной анизотропии Ψ_A неоднородностей и сопоставлена с направлением дрейфа плазмы $\Psi_Д$ по данным ионозонда DPS-4 в ближайшее время для каждого случая. По результатам сопоставления установлено хорошее согласие между этими экспериментальными данными. То есть, в плоскости, перпендикулярной магнитному полю, мелкомасштабные неоднородности вытянуты вдоль направления дрейфа.

Авторы благодарят сотрудников лаборатории радиопросвечивания Полярного геофизического института за проведение экспериментальных работ.

Список используемых источников

1. *Tereshchenko E.D., Khudukon B.Z., Kozlova M.O., Nygren T.* Anisotropy of ionospheric irregularities determined from the amplitude of satellite signals at a single receiver // Ann. Geophysicae. – 1999. – V. 17. – P. 508 - 518.

2. *Козлова М.О.* Исследование неоднородностей километрового масштаба в F-области высокоширотной ионосферы по данным о мерцаниях спутниковых радиосигналов: Дис. канд. физ.-мат. наук: 25.00.29. — М., 2002. — 120 с.

3. *Романова Н.Ю.* Взаимосвязь между направлением горизонтального ветра и ориентацией поперечной анизотропии мелкомасштабных неоднородностей в F-области среднеширотной ионосферы // Геомагнетизм и Аэрономия. – 2017. – Т. 57. № 4. – С. 463 - 471.

4. *Tereshchenko E.D., Romanova N.Yu., Koustov A.V.* VHF scintillations, orientation of the anisotropy of F-region irregularities and direction of plasma convection in the polar cap // Ann. Geophysicae. – 2008. – V. 26. № 7. – P. 1725 - 730.

Ю.Я. Ружин*,
доктор физико-математических наук, профессор;
В.М. Смирнов**,
доктор физико-математических наук;
В.А. Важеркин*
* Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова РАН, г.Троицк
** Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН, г. Фрязино

АНОМАЛЬНЫЕ ВАРИАЦИИ ПЭС ПРИ МОНИТОРИНГЕ ЗИМНЕЙ ИОНОСФЕРЫ СРЕДНИХ ШИРОТ

Радиопросвечивание ионосферы сигналами спутников сети GPS показало заметные квазипериодические вариации ПЭС (до 100%) в декабре над Москвой. Волновая активность периодичностью 10-15 минут наблюдается больше часа в предвосходный период. Показано, что это может быть связано с развитием магнитно-сопряженной токовой системы в динамо области южного полушария. Учитывая связь ПЭС с плотностью плазмы максимума слоя F2 - это приводит также к модуляции критической частоты и соответствующим последствиям в распространении радиоволн в это зоне.

ВВЕДЕНИЕ

Исследование неоднородной структуры ионосферы имеет большое фундаментальное и прикладное значение. В работах [1, 2] было установлено, что на средних широтах неоднородность ионосферы проявляется особым образом в переходное время суток (область солнечного терминатора) и выражается в увеличении интенсивности образования спорадических неоднородностей в *E*-области и волновой активности в слое F2. С появлением навигационных спутников появилась возможность непрерывного контроля ионосферных условий с помощью полного электронного содержания TEC. Анализ GPS наблюдений показал, что вариации ПЭС очень чувствительны к изменению электронной концентрации области F2 и могут эффективно использоваться для обнаружения волновых возмущений [3,4]. Коэффициент корреляции между ПЭС и f0F2 достигает величины 0,9. В нашей работе приведены обнаруженные в период зимнего солнцестояния квазипериодические регулярные вариации ПЭС большой амплитуды, которые свидетельствуют о генерации аномальных волновых возмущений (плазменных неоднородностей) в зоне солнечного утреннего терминатора. Обсуждается возможный механизм и последовательность процессов в магнитно – сопряженных областях ионосфер обоих полушарий способствующих появлению таких неоднородностей над Москвой.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ УСЛОВИЯ И РЕЗУЛЬТАТЫ

По данным радиопросвечивания ионосферы в декабре 2013 сигналами спутников навигационной сети GPS над Москвой обнаружены предвосходные квазипериодические вариации ПЭС ионосферы с амплитудою достигающей 100%. Наблюдения проводились с 13 по 27 декабря и обнаруженный эффект проявлялся регулярно. На Рис.1 приведены примеры регистрируемых ПЭС для двух спутников, которые наблюдались в предвосходный период одновременно почти три часа. Видны устойчивые квазисинусоидальные вариации ПЭС периодами 10-15 мин для спутника GPS21.

На Рис.2 представлена геометрия расположения подионосферных точек для каждого спутника и пункта наблюдения (звездочка) – ИЗМИРАН. Пространственное положение траекторий и различие в поведении ПЭС дает нам возможность установить причину такого явления, которое является аномальным, судя по амплитуде возмущения и устойчивости проявления. Для этого остановимся на некоторых особенностях зондирования.

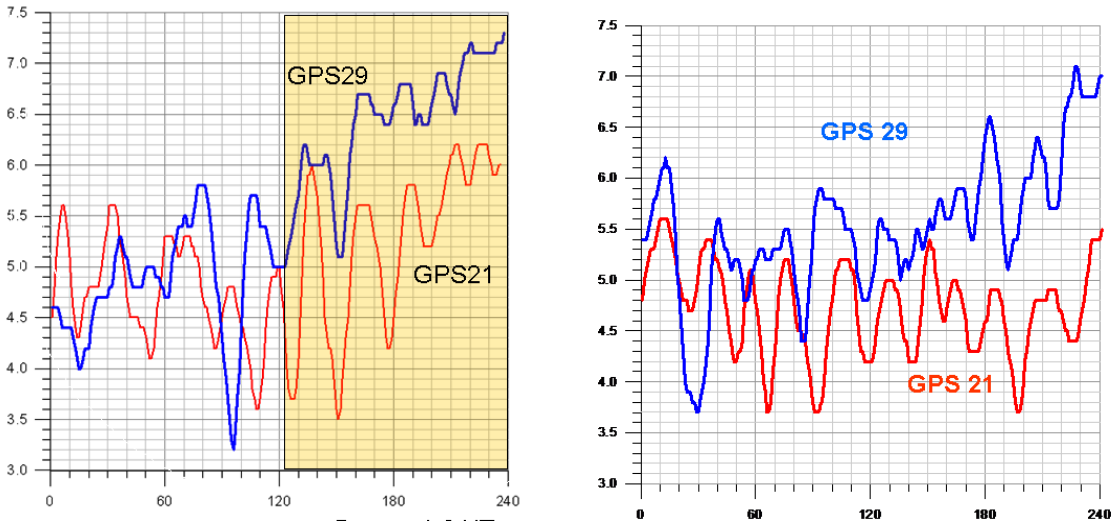


Рис.1. Представлена динамика ПЭС (TECU) для 17 и 23 декабря для предвосходного периода 4-6 UT. Видны квазипериодические вариации ПЭС для спутника GPS21.

Проекция ионосферной точки (условное пересечение луча зондирования с ионосферой) на поверхность Земли известна как подионосферная точка [4]. Примем, что ионосферная точка находилась на высоте ≈ 350 км. Тогда скорость ее движения изменяется в **пределах 60—500 м/с**. Меньшее значение скорости отнесено к моменту прохождения спутника вблизи зенита для каждого приемника. Максимальная скорость достигается при восходе и заходе спутника. Из-за относительно малой скорости сканирования (~100 м/с) возмущенной области ионосферы диагностика среды носит пространственно-временной характер.

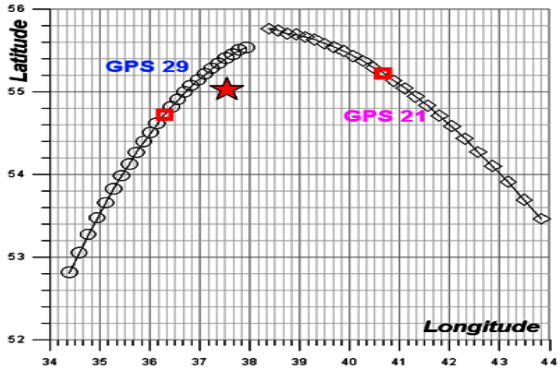


Рис.2. Траектории подионосферных точек (географ. координаты) для двух спутников. Прямоугольники соответствуют моменту времени 5 UT. Перемещение - слева направо для обоих спутников.

ОБСУЖДЕНИЕ

Исследование возникновения и эволюции неоднородностей электронной концентрации является одним из основных вопросов физики ионосферы. Общепринятыми основными механизмами их образования в настоящее время считаются плазменные неустойчивости [7,8], что и предопределяет их интенсивное изучение во всем мире. Наиболее важными из них являются градиентно-дрейфовая, Рэлея-Тейлора и конвергентная неустойчивости, которые именуются неустойчивостями градиентно-дрейфового (ГД) типа. Градиентно-дрейфовая неустойчивость обычно привлекается для объяснения F2 рассеяния на субавроральной и авроральных широтах, где наблюдаются резкие горизонтальные градиенты концентрации плазмы и сильные электрические поля и токи [5,6]. Однако в вечерней и утренней ионосфере средних и низких широт также может иметь место достаточно сильные электрические поля [7].

В связи с этим естественно обратить внимание на градиентно-дрейфовую неустойчивость ионосферной плазмы [6].

Кроме градиентов концентрации плазмы, для реализации градиентно - дрейфовой неустойчивости необходимы и электрические поля. В южном полушарии в декабре развивается летняя токовая система Sq-вариации геомагнитного поля более интенсивная, чем в это время суток на севере. При этом, предвосходному периоду на севере соответствует практически предполуденная ситуация в магнитно-сопряженной области ионосферы южного полушария, когда электрическое динамо - поле максимально.

На Рис.3 (слева) представлены горизонтальные компоненты магнитного поля спокойной солнечно-суточной вариации геомагнитного поля на ближней магнитносопряженной ИЗМИРАН обс. Крозе, где хорошо видно, что времени 3-6 UT соответствуют максимальные отклонения, как в меридиональной, так и зональной компонентах. Представим динамику вектора магнитной вариации для этого периода времени на Рис.3 (справа). Получаем, что вектор составляет угол α с направлением на запад в пределах α=20°-25°. Направление тока и соответственно электрического поля в ионосфере, обеспечивающего эту вариацию, будет иметь перпендикулярное направление (правило правой руки), то есть на север и, при этом, азимут равен этому углу.

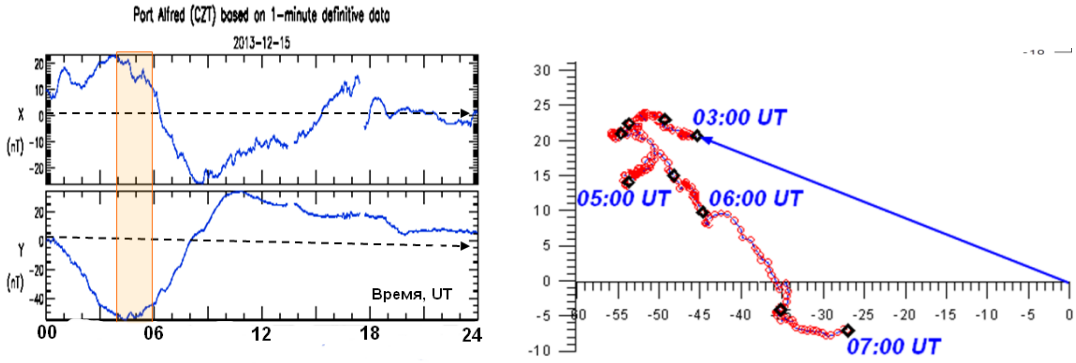


Рис.3. Слева – компоненты вектора горизонтальной вариации геомагнитного поля (X – меридиональная компонента, направлена на север, У – зональная компонента). Справа – динамика вектора вариации с 03 UT до 07 UT (X – вертикальная ось, У – горизонтальная ось). Все величины компонент указаны в нТл.

Разность потенциалов участка (условно - АВ) за счет высокой проводимости плазмы вдоль силовых линий геомагнитного поля (практически от высот 100км в ионосфере) будет перенесена в северное полушарие (участок А*В*). При этом меридиональная компонента электрического поля меняет свое направление на обратное, а зональная сохраняет направление. В итоге мы получаем электрическое поле на севере с азимутом 155°-160°, соответственно. При этом величина этого поля несколько увеличивается за счет сгущения силовых линий геомагнитного поля по сравнению с южным полушарием. Оценочная величина поля составляет 1-2 мВ/м.

Таким образом, в декабре, когда над Москвой в ионосфере в предвосходный период появляется электрическое поле, плазма испытывает дрейф в скрещенных электрическом и магнитном полях **E**x**B**. Считаем магнитное поле **B** вертикальным и тогда азимут направления дрейфа составит 65°-70°, соответственно. Скорость дрейфа находится в пределах 20-40 м/с.

В нашем случае, азимут направления на Солнце или направления горизонтального градиента ионосферной плазмы в области терминатора находится в пределах 105°-125°, что достаточно для развития неустойчивости при азимуте электрического поля 155°-160° [8].

Судя по Рис.2, где направление сканирования ионосферы спутником близко к направлению перпендикулярному электрическому полю, или направлению скорости дрейфа (азимут 65°-70°), то регулярные вариации ПЭС высвечивают регулярную структуру неоднородностей ионосферной плазмы, вызванной градиентно - дрейфовой неустойчивостью. Принимая скорость пространственного сканирования 100 м/с для спутника GPS21 и, вычитая возможную скорость дрейфа в скрещенных полях 20-40 м/с получим для периодов 10-15 мин оценку размера

поперечника неоднородностей в пределах 36-72 км. Этот масштаб соответствует классу среднемасштабных [4,6] перемещающихся ионосферных неоднородностей (ПИВ).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По данным радиопросвечивания ионосферы сигналами спутников навигационной сети GPS обнаружены в декабре над Москвой предвосходные квазипериодические вариации ПЭС ионосферы с амплитудою достигающей 100% . Принимая к сведению, что коэффициент корреляции между ПЭС и f_0F2 достигает величины 0.9, то эти результаты свидетельствуют о значительных вариациях критических частот слоя F2 в этот период. Наличие результатов одновременной регистрации ПЭС на пространственно разнесенных траекториях ионосферных точек трансионосферного зондирования позволило определить направление среднемасштабных ПИВ и их характерный размер.

По данным трех станций INTERMAGNET в Индийском океане, образующих почти равнобедренный треугольник (вблизи которого находится область ионосферы магнитно – сопряженная Москве), рассмотрена ситуация в магнитно – сопряженной области южного полушария, где в это время развивалась система токов спокойной солнечно – суточной вариации магнитного поля и определены величина и направление электрического динамо поля в окрестности магнитно - сопряженной точки.

Учитывая высокую проводимость плазмы вдоль геомагнитных силовых линий это поле проникает в ионосферу над Москвой и способствует появлению **ExB** горизонтальных дрейфов и перераспределению неустойчивой ионосферной плазмы в предвосходный период. Сопоставление направления ожидаемых дрейфов с экспериментальным направлением регистрируемых среднемасштабных волновых ПИВ показало удовлетворительное согласие.

Список используемых источников

1. Сомсиков, В.М., Солнечный терминатор и динамика атмосферы, Алма- Ата, Наука, 1983, 192 стр.
2. Сомсиков В. М. Волны в атмосфере, обусловленные солнечным терминатором. (Обзор) / Геомагнетизм и аэрономия. – 1991. –Т. 31, № 1. – Р. 1–12.
3. Afraimovich E. L. First GPS-TEC evidence of wave structure excited by solar terminator moving // Earth, Planets and Space. – 2008. – Vol. 60. – P. 895–900.
4. Афраймович Э. Л., Н. П. Перевалова. GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли / Иркутск : Изд-во ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН, 2006. – 480 с.
5. Гершман Б.Н., Механизмы возникновения ионосферных неоднородностей в области F. Ионосферные исследования. 1980. н 30. стр 17-26
6. Гершман Б.Н., Казимировский Э.С., Кокоуров В.Д.,Чернобровкина Н.А. Явление F2 рассеяния в ионосфере. М.: Наука. 141 с. 1984.
7. Takeda M., Yamada Y. Simulation of ionospheric electric fields and geomagnetic field variation by the ionospheric dynamo for different solar activity // Ann. Geophysicae. V. 5. № 6. P. 429–433. 1987.
8. Мальцев Ю.П. Лекции по магнитосферно-ионосферной физике. Апатиты, 125 с.

И.В. Самохвалов*;
С.В. Зуев**
кандидат технических наук;
И.Д. Брюханов*.
* Национальный исследовательский Томский государственный университет Россия, Томск
** Институт мониторинга климатических и экологических систем СО РАН, Россия, Томск

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МИКРОФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ И ПОТОКОВ СОЛНЕЧНОЙ РАДИАЦИИ У ЗЕМНОЙ ПОВЕРХНОСТИ

Обсуждаются результаты комплексного эксперимента, продолжительностью более года, по исследованию оптических и микрофизических характеристик перистых облаков, с одновременным измерением потоков солнечной радиации у поверхности земли. Обработка данных показывает, что перистые облака достаточно часто содержат слои горизонтально ориентированных кристаллических частиц льда. Это оказывает существенное влияние на пропускание солнечной радиации.

Ключевые слова: перистые облака, поляризационный лидар, мониторинг, ориентации кристаллов, солнечная радиация

ВВЕДЕНИЕ

Облака оказывают большое влияние на многие стороны деятельности человека, изменяя тепловой и радиационный режим атмосферы. Оптические и микрофизические характеристики капельных облаков достаточно хорошо изучены. В отличие от облаков нижнего и среднего ярусов облака верхнего яруса (ОВЯ), как правило, состоят из кристаллических частиц льда – это перистые облака. По внешнему виду перистые облака – отдельные белые волокнистые облака, обычно очень тонкие и прозрачные. Высота основания в умеренных широтах обычно составляет 7 – 10 км, в тропиках достигает 17 – 18 км. Геометрическая толщина облачного слоя варьируется, иногда достигая нескольких километров. Несмотря на малые оптические толщи горизонтальная протяжённость перистых облаков велика (до тысячи км), поэтому они существенно влияют на количество солнечной радиации приходящей на земную поверхность и, более того, усиливают парниковый эффект, возвращая назад уходящее в Космос тепловое излучение Земли [1].

На сегодняшний день известно множество работ посвященных изучению ОВЯ. Вместе с тем многие вопросы проблемы взаимодействия излучения с частицами несферической формы остаются открытыми. Главная нерешённая проблема: оптическая анизотропия перистых облаков, вызванная пространственной ориентацией кристаллических микрочастиц льда. Для примера, на рис. 1 представлена теоретически рассчитанная зависимость первого диагонального элемента матрицы экстинкции (коэффициента ослабления) ансамбля горизонтально ориентированных ледяных цилиндров диаметром 20мкм в зависимости от θ - угла падения излучения на слой частиц и угла φ - угла преимущественной ориентации осей частиц в горизонтальном слое относительно плоскости падения, которая определяется местной вертикалью и направлением волнового вектора зондирующего излучения [2]. Как видно из рисунка, даже для простейшей одели анизотропной рассеивающей среды диагональный элементы матрицы экстинкции ведёт себя сложным образом. Сложившаяся ситуация легко объясняется тем, что до сих пор не существует инструментальных методов определения ориентации несферических частиц в атмосфере, тем более, на высотах образования перистых облаков.

Настоящий доклад направлен на выяснение вопроса: как преимущественно горизонтальная ориентация кристаллических частиц льда в перистых облаках влияет на пропускание прямой Солнечной радиации.

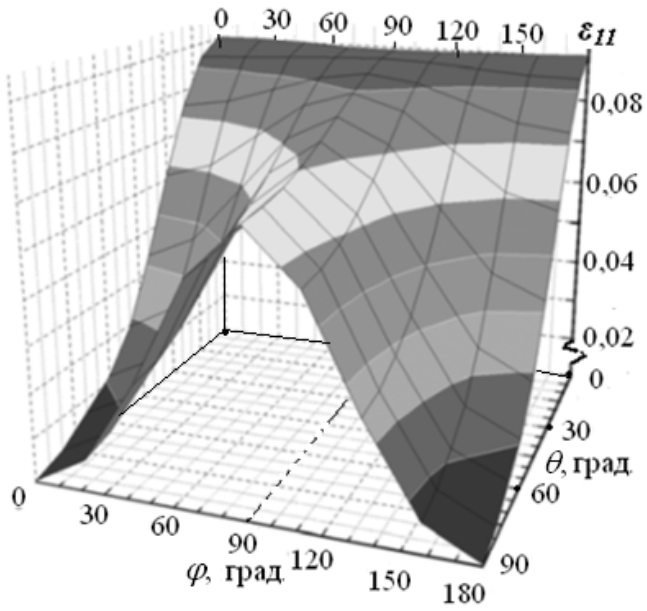


Рис.1. Коэффициент ослабления слоя ε_{11} ориентированных столбиков (d=20мкм) в зависимости от θ - угла падения излучения на слой и угла преимущественной ориентации осей частиц φ в горизонтальной плоскости относительно плоскости падения

МЕТОДИКА ПОЛУЧЕНИЯ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ДАННЫХ

В Томском государственном университете разработан метод лазерного поляризационного зондирования и создан поляризационный лидар, который позволяет дистанционно с поверхности Земли обнаруживать перистые облака и определять состояние ориентированности кристалликов льда [3,4]. Суть данного метода заключается в последовательной посылке лазером излучения с четырьмя различными состояниями поляризации излучения и регистрацией приёмной системой лидара рассеянного облаком в направлении назад излучения при четырех различных комбинациях поляризационных элементов приёмника. В отличие от ранее проводимых экспериментов, в настоящее время, регистрация лидарных сигналов от облаков верхнего яруса (ОВЯ), ведётся в режиме «параллельного» накопления одноэлектронных импульсов, что позволяет определять все 16 элементов матрицы обратного рассеяния света (МОРС) с одинаковой погрешностью не хуже 2-3%. Кроме того, методика обработки лидарных данных позволяет учесть вклад многократного рассеяния (МР) [5] и по поляризационным характеристикам МР получить дополнительную информацию о микроструктуре облачных образований.

В течение 2017 года выполнено 367 сеансов зондирования, из них в 138 сеансах наблюдались одиночные облачные слои, в 40 – два и более слоёв, а 189 сеансах наблюдалась безоблачная атмосфера. Как правило, зондирование выполнялось с длиной строба от 37,5 до 150 м; рабочий «потолок» приёма лидарных сигналов увеличен до 18 км.

Актинометрические измерения потоков Солнечной радиации проводились в автоматическо режиме ежедневно [6] на площадке ИМКЭС СО РАН, удалённой от места расположения лидара на 5 км. В качестве примера на рис. 2 представлен суточный ход потока суммарной солнечной радиации при наличии перистых облаков.

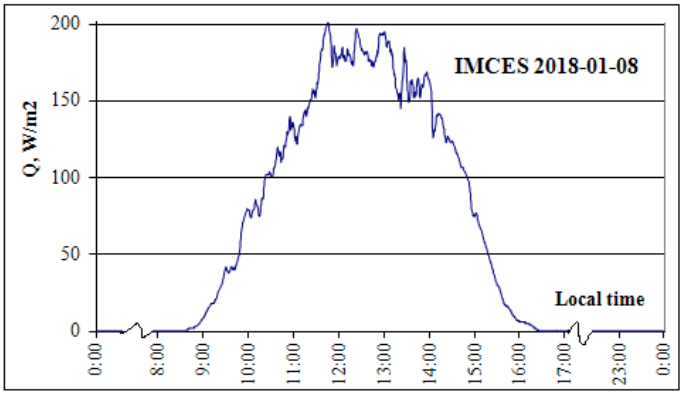


Рис2. Поток с суммарной Солнечной радиации 08.01 2018

Высотные профили метеовеличин над г. Томском, необходимые для интерпретации результатов лидарных экспериментов, оценивались по данным метеостанций гг. Новосибирск и Колпашево, размещаемых на сайте Вайомингского университета США в открытом доступе [7]. Для автоматического получения этой информации использовался специально разработанный программно-алгоритмический комплекс [8]. Метеоданные включают температуру, давление, влажность воздуха, скорость и направление ветра на уровне образования ОВЯ.

РЕЗУЛЬТАТЫ КОМПЛЕКСНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ ПО ЗОНДИРОВАНИЮ ПЕРИСТЫХ ОБЛАКОВ

Повышенный интерес представляют кристаллические облака с аномально высоким обратным рассеянием. Этот эффект связан с зеркальным отражением излучения от ледяных кристаллов облаков, преимущественно ориентированных в горизонтальной плоскости. При вертикальном зондировании в направлении «зенит» параметром, характеризующим полярную ориентацию, является элемент m_{44} нормированной МОРС независимо от наличия или отсутствия азимутальной ориентации [9]. Как показано в [3] дополнительным признаком «зеркальности» облака, является отношение рассеяния на высоте h, определяемое как $R(h) = (\beta_\pi^m + \beta_\pi^a)/\beta_\pi^m$, где β_π^m и β_π^a – коэффициенты обратного молекулярного и аэрозольного рассеяния, соответственно. При значениях параметров облака $m_{44} < (-0{,}4)$ и $R(h) >> 1$ его можно считать «зеркальным» [3]. Из наколенных в 2017г. данных этому критерию удовлетворяет около 30 экспериментов, результаты которых приведены на рис. 3.

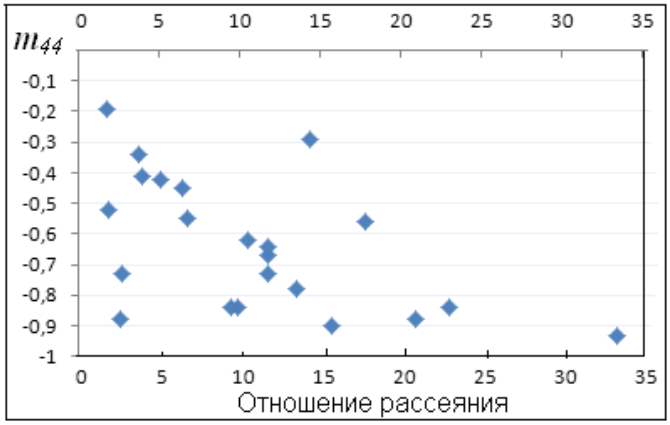


Рис.3. Отношение рассеяния и элемент m44 МОРС «зеркальных» облаков

В табл. 1 приведены результаты инструментальных наблюдений за перистыми облаками в Томске при примерно одинаковом положении Солнца над горизонтом.

Таблица 1

Характеристики ОВЯ, метеопараметры и поток суммарной солнечной радиации *Q*

№	Дата и время (местное), зенитный угол Солнца.	Границы облака, max лидарного сигнала, км	T, °C	D, °C	R, %	m_{44} (H_M) ($H_{ср}$)	$R(h_1)$	τ	Форма облаков	Балл облачности	Плотность потока Q, $Q_{пр}$ Вт/м^2
1	10.01.17 12:23-12:39 78,3 град	4,6–6,5 H_M=5,1	–56	–67	24	-0,78 –0.59	13,6	0,56	Ci fib.	10	163 105
2	20.01.17 12:46-13:02 76,6 град	4,1–10,3 H_M=5,2	–33	–42	40 ↑ 70	-0,34 –0.44	3,7	1,31	Ci fib.	10	192 262
3	28.01.17 13:02-13:19 75,0 град	4,6–8,2 H_M=5,2	–32	–36	70 ↓ 49	-0,93 –0.93	33,4	1,03	Ci fib. Cs	10	241 248
4	01.02.17 14:34-14:51 78,2 град	5,3–6,4 H_M=5,8	–32	–36	69 ↓ 27	-0,73 –0.94	2,7	0,38	Ci fib. Ac	10	180 97
5	10.03.17, 14:09–14:42 64,9 град	6,2–8,4 H_M=7,5	–50	–55	31↑ 60	–0.88 –0.69	2,65	0,35	Ci fib.	10	443 231
6	10.03.17, 16:20–16:54 77,6	6,8–9,7 H_M=7,35	–50	–55	31↑ 60	–0.55 –0.18	6,76	0,46	Ci fib.	10	173 101
7	11.04.17, 16:59–17:15 73,0 град	6,7–10,4 H_M=7,5	–48	–52	63	–0.41 –0.14	3,92	1,01	Ci fib. Cc floc.	10	208 210
8	28.10.17, 12:51–13:07 70,7град	4,125–5,475 H_M=5,1	Нет данных			–0.84 –0.77	9,44	0,60	Ci fib. Ac trans.	10	277 186

Во второй колонке приведено время эксперимента и зенитный угол положения Солнца, в третьей колонке-высоты нижней и верхней границ облака и высота H_M, на которой формируется максимум лидарного сигнала. Элемент МОРС m_{44} рассчитывался для высоты H_M (верхнее значение) и усреднённый по всем высотам облака $H_{ср}$ (нижнее значение). В крайней правой колонке представлены измеренные значения плотности потока солнечной радиации и приведённый поток: это некий эффективный поток, если оптическая толща облака была равна 1. Здесь же, приведены данные о температуре T [°C], точке росы D [°C] и относительной влажности воздуха R [%] (станция г. Колпашево), взятые с сайта [5].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты комплексных экспериментов показывают, что величины потоков солнечной радиации у поверхности Земли варьируют в широких пределах и зависят от многих факторов. Тем не менее, поток суммарной солнечной радиации измеряемой у поверхности Земли заметно отличается для ОВЯ, состоящих из хаотически ориентированных частиц льда и облаков с существенной ориентацией кристаллов в горизонтальной плоскости. Установлено, что облака с аномальным обратным рассеянием («зеркальные») наблюдаются достаточно часто и могут составлять до 30% всех наблюдений ОВЯ. Поэтому данный эффект необходимо особо учитывать при расчёте радиационного баланса.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (Грант № 16-05-00710) и Программы «Научный фонд им. Д.И. Менделеева Томского государственного университета» 2018г.

Список используемых источников

1. *Зуев В.Е., Титов Г.А.* Оптика атмосферы и климат. - Л.: Гидрометеоиздат, 1996. 255 с.

2. *Кауль Б.В., Самохвалов И.В.* Теория и результаты лазерного зондирования ориентированных кристаллических частиц в облаках // Оптика атмосферы и океана. 2005г., Т. 18, № 12, С.1051-1057

3. *I.V. Samokhvalov, I.D. Bryukhanov, S.V. Nasonov et al.* Investigation of the optical characteristics of cirrus clouds with anomalous backscattering.// Russian Physics Journal. 2013. V. 55. № 8, P. 925-929.

4. *Кауль Б.В., Волков С.Н., Самохвалов И.В.* Результаты исследований кристаллических облаков посредством лидарных измерений матриц обратного рассеяния света // Оптика атмосферы и океана. 2003. Т. 16. № 4. С. 354-361.

5. *Doroshkevich A.A., Bryukhanova V.V.* On the effect of cloud microstructure on the polarization characteristics of double scattering lidar return// Proc. of SPIE, 21st International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics. V. 9680, P. 968053-1 - 968053-5. 19 November 2015. doi:10.1117/12.2206001

6. *Samokhvalov I.V., Zuev S.V., Bryukhanova V.V., Nasonov S.V., Bryukhanov I.D., Zhivotenyuk I.V., Ni E.V., Kartashova E.S.* Effect of the orientation degree of crystalline ice particles in cirrus on the total flow of solar radiation in the photosynthetically active range // Proc. of SPIE, V. 10466, 23st International Symposium on Atmospheric and Ocean Optics: Atmospheric Physics, 2017, 104662B (4 pp.); DOI: 10.1117/12.2287984

7. [Электронный ресурс]. URL: http://weather.uwyo.edu/upperair/sounding.html

8. *Самохвалов И.В., Брюханов И.Д., Насонов С.В., Волков С.Н., Ни Е.В.* Единая база данных поляризационного лазерного зондирования облаков верхнего яруса: оптические и метеорологические характеристики. // Известия ВУЗов. Физика. 2017. Т. 60. № 12/2, С. 147-150.

9. *Kaul B.V., Samokhvalov I.V., and Volkov S.N.* Investigation of particle orientation in cirrus clouds by measuring backscattering phase matrices with lidar //Appl. Opt. 2004. V. 43, N. 36. P. 6620-6628.

М.В. Скачков
кандидат физико-математических наук, доцент;
ФГУП «Всероссийский научно-исследовательский институт автоматики им. Н.Л. Духова», г.Москва

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОПТИЧЕСКОГО ИЗЛУЧЕНИЯ НА ТРАССЕ ЗЕМЛЯ-ЗЕМЛЯ ПРИ НАЛИЧИИ ОБЛАЧНОСТИ

Проведено расчетно-теоретическое исследование поля оптического излучения точечного изотропного источника в подоблачном слое атмосферы. Исследование выполнено в рамках решения уравнения переноса в сферической модели атмосферы земли с помощью метода Монте-Карло. Показано, что выделение надоблачной и подоблачной составляющих рассеянного излучения упрощает анализ зависимостей коэффициента ослабления от метеорологических параметров на трассе земля-земля. Надоблачная составляющая не зависит от высоты нижней границы облачности, монотонно убывает с ростом оптической толщины облачного слоя и затухает с увеличением расстояния от источника намного медленнее, чем подоблачная. В свою очередь, подоблачная составляющая сильно зависит от высоты нижней границы облачности и слабо – от оптической толщины облачного слоя при достаточно больших его значениях.

Ключевые слова: оптическое излучение, коэффициент ослабления, оптическая толщина, облачный слой, уравнение переноса

Поле оптического излучения точечного изотропного источника в подоблачном слое атмосферы формируется комплексом метеорологических и оптических параметров атмосферы и подстилающей поверхности. Для наземного наблюдателя важны такие параметры, как метеорологическая дальность видимости, альбедо земной поверхности, высота нижней границы облачных слоев и их оптическая толщина, координаты источника. Важно также понимать степень и особенности влияния каждого параметра на распространение оптического излучения. При этом следует иметь в виду не только количественные изменения характеристик поля, но и физику (природу) наблюдаемых изменений.

В работе проводится расчетно-теоретическое исследование особенностей распространения оптического излучения. Исследование выполняется в рамках решения уравнения переноса в сферической модели атмосферы земли с помощью метода Монте-Карло [1, 2]. В настоящей работе дополнительно применяется метод расщепления траекторий частиц при их приближении к точке наблюдения. Это значительно снижает трудоемкость алгоритма при моделировании переноса излучения на большие расстояния и через оптически толстые слои облачности. Суть метода состоит в следующем. Строится совокупность вложенных сферических окрестностей точки наблюдения. При первом рассеянии частицы внутри такой окрестности, она делится на заданное количество частиц с равными весами. Траектории этих более мелких частиц строятся независимо друг от друга.

Для описания рассеивающих свойств горизонтально-однородной атмосферы необходимо задать показатели рассеивания и ослабления как функции пространственных координат. Задание этих функций составляет основное содержание оптической модели среды. Для установления явного вида этих функций удобно провести разделение на три типа рассеяния: молекулярное (рэлеевское), аэрозольное и облачное.

Показатели молекулярного и аэрозольного рассеяния, ослабления и поглощения задаются на основе данных, приведенных в работах [1,3]. Облачный коэффициент рассеяния $\beta^{o}(\boldsymbol{r})$ в диапазоне 0,4 – 1,0 мкм практически не зависит от длины волны [4,5]. Для слоистых форм облачности (St, Sc, As и др.) значения коэффициента рассеяния $\beta^{o}(\boldsymbol{r})$ в облачном веществе можно считать постоянными [6]. Таким образом, облачный слой моделируется в виде однородного, ограниченного двумя концентрическими сферами объема, расположенного в пределах высот от $H_{нг}$ (нижняя граница облачности) до $H_{вг}$ (верхняя граница) относительно поверхности Земли. Облачный коэффициент поглощения в диапазоне 0,4 – 1,0 мкм можно положить равным 0.

Табулированные значения индикатрис рассеяния, рассчитанные по теории Ми с учётом распределения рассеивающих частиц по размерам, для различных типов аэрозолей и облачности

в наиболее полном виде представлены в работах [4, 7]. Отражение от подстилающей поверхности полагается ламбертовым.

Для описания переноса излучения удобно оперировать отношением сферической облученности в наземной точке наблюдения нисходящим потоком к потоку излучения из источника. Эта величина Ф имеет размерность «см$^{-2}$» и называется коэффициентом ослабления (затухания) излучения. Коэффициент ослабления, в свою очередь, представим в виде суммы двух компонент. Первая компонента Φ_d включает прямое излучение, вторая компонента Φ_s – рассеянное. При рассмотрении распространения рассеянного излучения в подоблачном слое соответствующую компоненту коэффициента ослабления удобно представить в виде суммы двух составляющих

$$\Phi_s = \Phi_1 + \Phi_2 .$$

где Φ_1 – первая составляющая коэффициента ослабления, которая включает плотность потока рассеянного излучения, приходящего в приемник из надоблачного пространства, Φ_2 – вторая составляющая, которая включает оставшееся рассеянное излучение, распространяющееся от источника, оставаясь в границах подоблачного и облачного слоев (здесь предполагается, что источник излучения расположен в подоблачном слое).

На рис.1 представлены примеры рассчитанных зависимостей указанных составляющих коэффициента ослабления от оптической толщины облачного слоя τ для нескольких значений нижней границы облачности $H_{нг}$ от 0 до 1,5 км. На рис.2 представлены аналогичные зависимости рассеянной компоненты коэффициента ослабления. Расчет проведен при следующих значениях остальных параметров: длина волны λ = 0,7 мкм, метеорологическая дальность видимости вдоль земной поверхности $S_м$ = 8,2 км, альбедо подстилающей поверхности – 0,35, верхняя граница облачности $H_{вг}$ = 2 км, высота источника над линией горизонта H = 0,1 км, горизонтальное расстояние между источником и точкой наблюдения R = 50 км (точка наблюдения расположена на подстилающей поверхности).

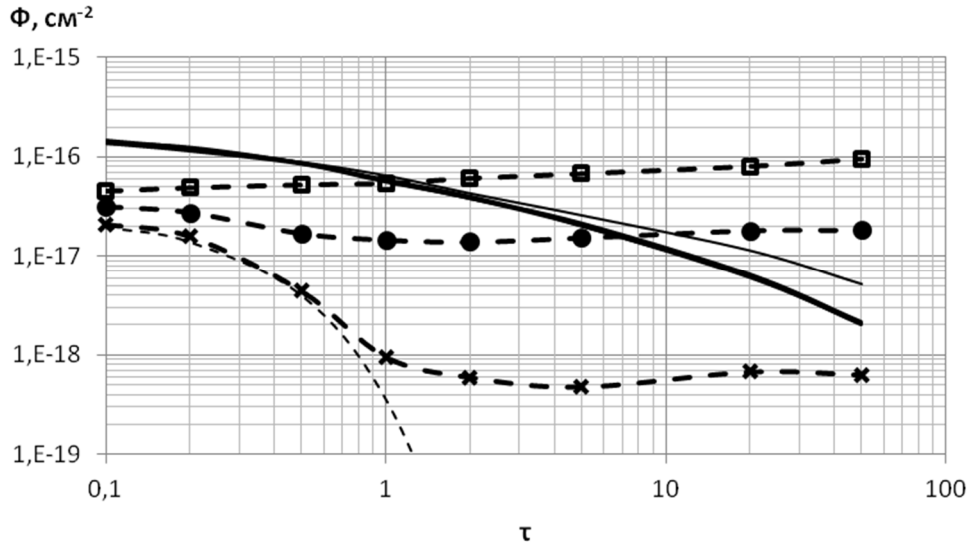


Рис.1. Зависимости составляющих коэффициента ослабления от оптической толщины облачного слоя при R = 50 км. Сплошные линии относятся к первой составляющей Φ_1, штриховые линии – ко второй Φ_2. Крестики - $H_{нг}$ = 0,5 км, кружки - $H_{нг}$ = 1 км, квадратики - $H_{нг}$ = 1,5 км, тонкие линии – $H_{нг}$ = 0.

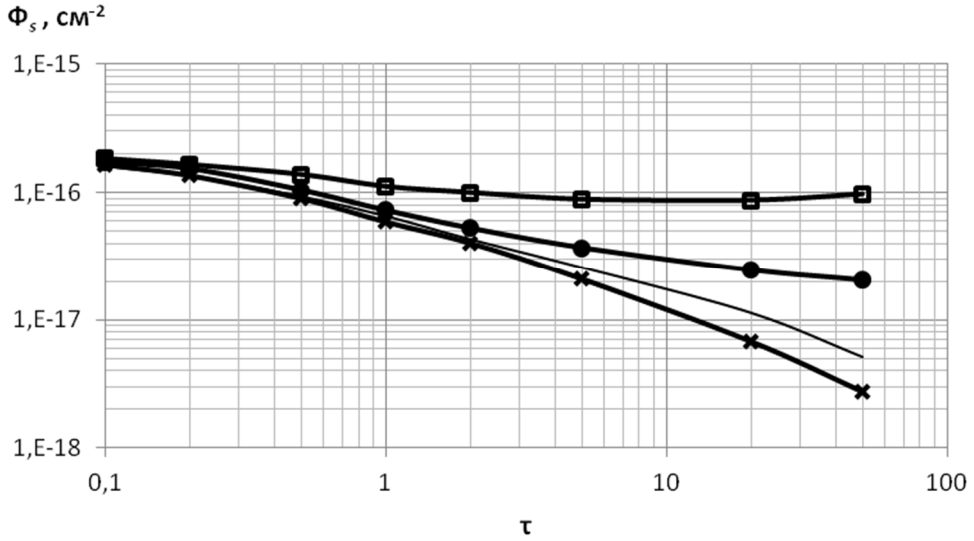


Рис.2. Зависимости рассеянной компоненты коэффициента ослабления от оптической толщины облачного слоя при R = 50 км. Крестики - $H_{нг}$ = 0,5 км, кружки - $H_{нг}$ = 1 км, квадратики - $H_{нг}$ = 1,5 км, тонкая линия – $H_{нг}$ = 0.

На рис.1 сплошная толстая линия относятся к первой составляющей Φ_1 коэффициента ослабления излучения, которая не зависит от нижней границы облачности $H_{нг} > H$ и монотонно убывает с ростом оптической толщины облачного слоя τ. Штриховые линии показывают зависимости второй составляющей Φ_2 коэффициента ослабления излучения. Эта составляющая сильно зависит от высоты нижней границы облачности $H_{нг}$ и слабо от оптической толщины облачного слоя τ при достаточно больших его значениях. На данном расстоянии от источника, при малых значениях τ наибольший вклад в суммарный коэффициент ослабления вносит первая составляющая Φ_1, а при больших значениях τ – вторая Φ_2. Исключение составляет случай тумана, когда $H_{нг}$ = 0. На рисунках этому случаю отвечают тонкие линии. При тумане вторая составляющая коэффициента ослабления быстро стремится к 0, и, фактически, при больших значениях τ остается только первая составляющая Φ_1, которая затухает гораздо медленнее.

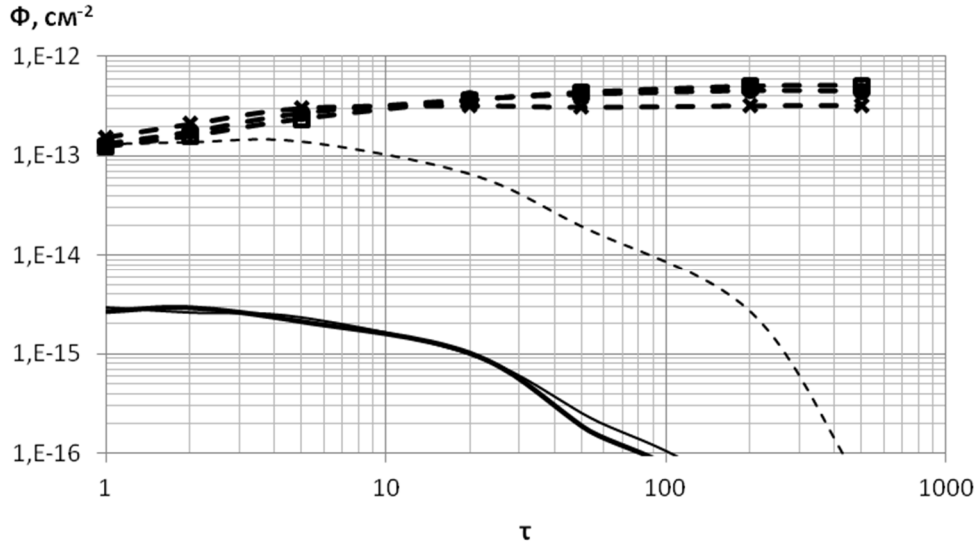


Рис.3. Зависимости составляющих коэффициента ослабления от оптической толщины облачного слоя при R = 5 км. Сплошные линии относятся к первой составляющей Φ_1, штриховые линии – ко второй Φ_2. Крестики - $H_{нг}$ = 0,5 км, кружки - $H_{нг}$ = 1 км, квадратики - $H_{нг}$ = 1,5 км, тонкие линии – $H_{нг}$ = 0.

Описанная картина характерна для достаточно больших расстояний от источника излучения. В ближней зоне первая составляющая коэффициента ослабления становится много меньше второй так, что ее вкладом можно пренебречь. На рис.3-4 показаны зависимости рассеянной компоненты коэффициента ослабления и ее двух составляющих, аналогичные зависимостям, представленным на рис.1-2, на расстоянии R = 5 км. Зависимости составляющих коэффициента ослабления от расстояния R для высоты нижней границы облачности $H_{нг}$ = 1 км, оптической толщины облачного слоя τ = 20 и для нескольких значений альбедо подстилающей поверхности $A_з$ (от 0,1 до 0,9) показаны на рис.5.

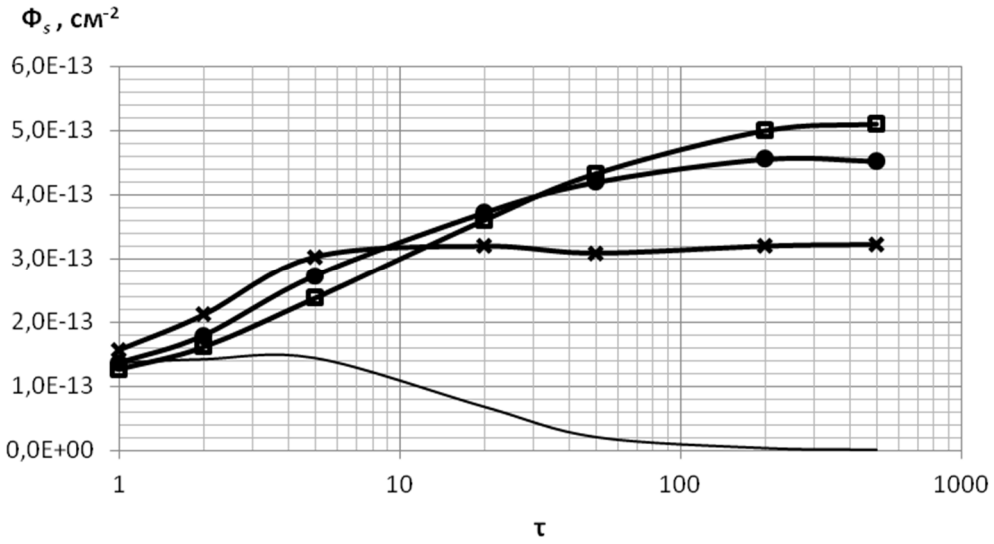


Рис.4. Зависимости рассеянной компоненты коэффициента ослабления от оптической толщины облачного слоя при R = 5 км. Крестики - $H_{нг}$ = 0,5 км, кружки - $H_{нг}$ = 1 км, квадратики - $H_{нг}$ = 1,5 км, тонкая линия – $H_{нг}$ = 0.

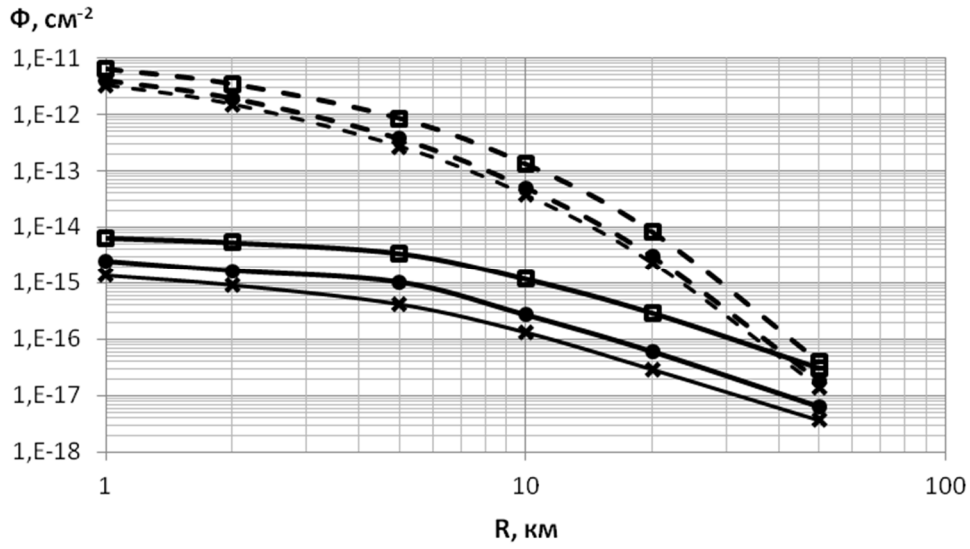


Рис.5. Зависимости составляющих коэффициента ослабления от расстояния R. Сплошные линии относятся к первой составляющей $Ф_1$, штриховые линии – ко второй $Ф_2$. Крестики - $A_з$ = 0,1, кружки - $A_з$ = 0,35, квадратики - $A_з$ = 0,9.

ВЫВОДЫ

Анализ результатов проведенного расчетно-теоретического исследования показывает, что выделение надоблачной и подоблачной составляющих рассеянного излучения упрощает анализ зависимостей коэффициента ослабления от метеорологических параметров на трассе земля-земля. В частности, надоблачная составляющая рассеянного излучения не зависит от высоты нижней границы облачности, монотонно убывает с ростом оптической толщины облачного слоя и затухает с увеличением расстояния от источника намного медленнее, чем подоблачная составляющая. Подоблачная составляющая, в свою очередь, сильно зависит от высоты нижней границы облачности и слабо от оптической толщины облачного слоя при достаточно больших его значениях.

Автор признателен доктору технических наук, профессору Бусыгину Владимиру Петровичу за обсуждение результатов исследований.

Список используемых источников

1. Физика ядерного взрыва. Т.5. Контроль ядерных испытаний / МО РФ. РАРАН. 12 ЦНИИ. – М.: Физматлит, 2017. С. 590 – 762.
2. Метод Монте-Карло в атмосферной оптике / Под ред. Г.И. Марчука. – Новосибирск: Наука, 1976. 284 с.
3. *Шифрин К.С., Минин И.Н.* К теории негоризонтальной видимости // Тр. ГГО. 1956. Вып. 68. С. 5 - 74.
4. *Дейрменджан Д.* Рассеяние электромагнитного излучения сферическими полидисперсными частицами. – М.: Мир, 1971. 166 с.
5. *Зуев В.Е., Кабанов М.В.* Перенос оптических сигналов в земной атмосфере. - М.: Советское радио, 1977. 368с.
6. *Фейгельсон Е.М., Краснокутская Л.Д.* Потоки солнечного излучения и облака. – Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 158 с.
7. *Мак-Картни Э.* Оптика атмосферы. – М.: Мир, 1979. 422 с.

Е.Д. Терещенко*,
доктор физико-математических наук;
А.Е. Сидоренко*,
кандидат физико-математических наук;
П.Е. Терещенко*,**,
кандидат физико-математических наук;
В.Ф. Григорьев*
* Полярный геофизический институт, г. Мурманск
** Санкт-Петербургский Филиал ФГБНУ Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В. Пушкова

ВЛИЯНИЕ ИОНОСФЕРЫ В БЛИЖНЕЙ ЗОНЕ НА ПОЛЯРИЗАЦИОННЫЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ МАГНИТНОГО ПОЛЯ В ДИАПАЗОНЕ ЧАСТОТ 0.2-200 ГЦ

Рассмотрены результаты экспериментальных измерений магнитного поля, создаваемого наземным источником на Кольском п-ове в ближней зоне. В периоды геомагнитной возмущенности на частотах ниже 3 Гц наблюдались изменения амплитуды поля по отношению к спокойным условиям. Представлены теоретические расчеты поляризационных характеристик поля, подтверждающие наблюдаемую чувствительность КНЧ и более низкочастотного поля в ближней зоне к состоянию ионосферы. Полученные результаты следует принимать во внимание в задачах глубинного зондирования земли и мониторинга состояния ионосферы с применением контролируемых источников, в особенности при работах на экстремально низких частотах в областях с низкой проводимостью Земли.

Ключевые слова: КНЧ, контролируемый источник, ближняя зона, ионосфера.

ВВЕДЕНИЕ

Согласно широко распространенным теоретическим представлениям влиянием ионосферы на электромагнитное поле в ближней зоне источника в КНЧ-СНЧ диапазоне можно пренебрегать. Однако, как и в настоящей работе, в ранее проведенных экспериментах [1, 2] с применением контролируемых источников наблюдалась изменчивость характера возбуждения магнитного поля в относительной близости к передающей антенне в диапазоне КНЧ и на более низких частотах.

В настоящей работе исследованы особенности поведения магнитного поля в ближней зоне источника в диапазоне частот 0.2-200 Гц при различных геомагнитных условиях, а, следовательно, и состояниях ионосферы в эксперименте на Кольском п-ове.

Рассматриваемая задача является актуальной для повышения точности методов экстремально низкочастотного глубинного зондирования с применением контролируемых источников, в особенности при их расположении на низкопроводящих основаниях, когда величина скин-слоя значительна и сравнима с удалением точки измерений от передающей антенны. В частности, это важно для КНЧ источников на Кольском п-ове, которые в последние годы неоднократно использовались в экспериментах по электромагнитному зондированию земли [1-4]. Кроме того, чувствительность поля к состоянию ионосферы благоприятна для реализации квазивертикального зондирования ионосферы на относительно небольших удалениях от источника излучения – в области с высоким соотношением сигнал-шум.

ОПИСАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

В данной работе рассматривается серия измерений, проведенных на Кольском п-ове в конце августа 2014 г.

Источник электромагнитного поля – ЛЭП 401, ориентированная преимущественно вдоль географической параллели, имеющая длину 100 км. Регистрация поля производилась в обсерватории ПГИ в п. Ловозеро – на удалении порядка 100 км от антенны (рис. 1).

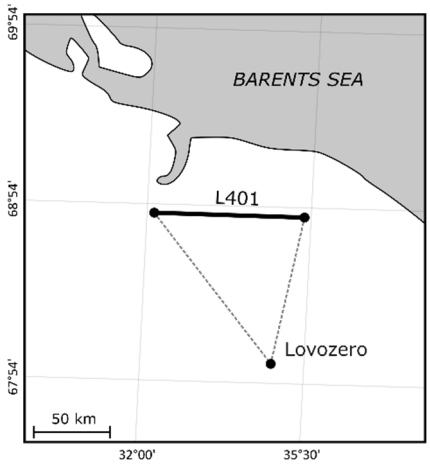


Рис. 1. Карта-схема эксперимента

Амплитуда силы тока в передающей антенне в силу конструктивных особенностей передающей установки понижалась с ростом частоты: от 250 А на частоте 0.2 Гц до 25 А на частоте 200 Гц.

Для регистрации поля использовался индукционный магнитометр, два горизонтальных датчика которого ориентировались по магнитной буссоли в направлениях Север-Юг и Запад-Восток при восточном магнитном склонении 12°. Цифровая система сбора данных обеспечивала частоту дискретизации 512 Гц и имела привязку к мировому времени по сигналам спутниковых навигационных систем.

Генерация сигналов производилась с 23 по 29 августа в ночные часы (01.00-05.00 MSK). В диапазоне 0.2-200 Гц было использовано 13 частот. На частоте 0.2 Гц длительность генерации при постоянной мощности составляла 1 час, на остальных – 10-15 минут.

Геомагнитные условия в период измерений иллюстрируются значениями K-индекса по данным обс. Ловозеро: 23-27 августа – 0-1 ед., 28-29 августа – до 5-6 ед.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИЗМЕРЕНИЙ

Обработка результатов измерений показала, что в первые пять дней эксперимента амплитуды зарегистрированных сигналов практически не отличались друг от друга, и только 28 и 29 августа ход кривых зависимости амплитуды от частоты ниже 3-4 Гц заметно отличался от предыдущих реализаций. Поэтому для более наглядного представления результатов измерений на диаграммах будем использовать только две показательные реализации данных, относящиеся к 23 и 29 августа (рис. 2).

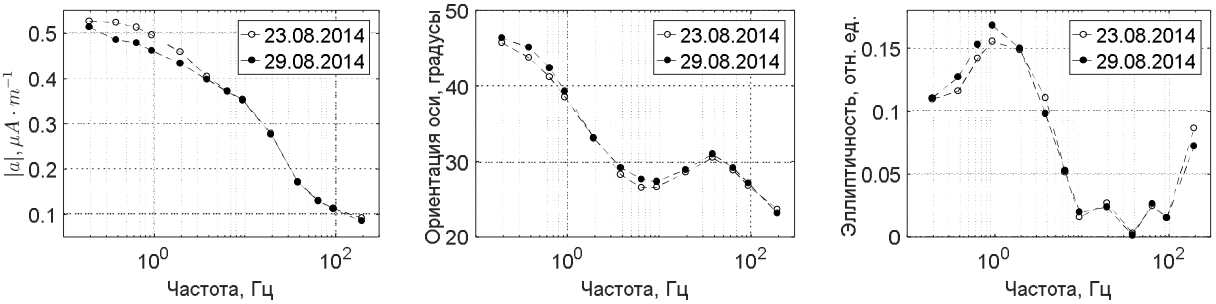


Рис. 2. Поляризационные характеристики измеренного магнитного поля. Слева-направо: большая полуось эллипса поляризации, ориентация большой полуоси эллипса в горизонтальной плоскости в системе координат измерителя и коэффициент эллиптичности.

Как видно на приведенных диаграммах, наиболее значимые вариации наблюдались на частотах ниже 4 Гц в интенсивности поля, характеризуемой величиной большой полуоси эллипса поляризации поля $|a|$. Наибольшая относительная величина вариаций составила около 8%.

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ РАСЧЕТЫ И ИНТЕРПРЕТАЦИЯ РЕЗУЛЬТАТОВ

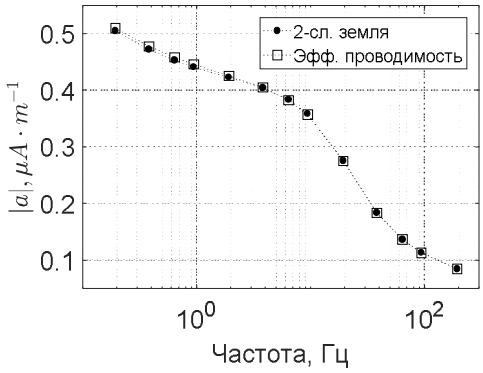
На основе полученного ранее решения задачи о возбуждении электромагнитного поля горизонтальным заземленным диполем в плоскослоистой среде земля-воздух-ионосфера [5] можно выполнить расчеты магнитного поля для сопоставления с результатами экспериментальных измерений. Для этого требуется задать модель среды, включающую скалярные электрические параметры слоев и высоту ионосферы над поверхностью Земли. Отметим, что основным фактором среды, определяющим характер возбуждения поля, является удельная электрическая проводимость Земли.

Однако такой подход осложняется тем, что в широком диапазоне частот, который был использован в эксперименте, однородная модель подстилающей среды оказывается непригодной. Необходимо модифицировать модель, чтобы учесть этот фактор. В частности, можно на каждой отдельной частоте в расчетах воспользоваться эффективной проводимостью двухслойной Земли.

Поэтому на первом этапе расчетов была использована двухслойная модель Земли, которая достаточно адекватно описывала поведение поля без учета влияния ионосферы. Было установлено, что хорошее согласие с измерениями в диапазоне 0.2-200 Гц обеспечивает модель с проводимостью верхнего слоя σ_1=6.0×10^{-5} См/м толщиной d=17.5 км, лежащего на хорошо проводящем основании с проводимостью σ_2=1.0×10^{-2} См/м.

Для этой модели были определены эффективные значения проводимости для каждой из частот, использованных в эксперименте. На рис. 3 показаны расчеты большой полуоси эллипса поляризации для этой модели, а также при использовании соответствующих эффективных значений проводимости. Как видно по графикам, определенный таким образом набор проводимостей обеспечивает достаточную для интерпретации точность расчетов поля.

Рис. 3. Теоретические расчеты поля для 2-слойной Земли и для набора эффективных значений проводимости



В итоге такой набор эффективных значений проводимости был использован в расчетах магнитного поля в трехслойной среде Земля-воздух-ионосфера. Для расчетов была выбрана высота ионосферы h=90 км и два существенно различных случая – с проводимостью ионосферы σ_{i1}=1.0×10^{-6} См/м и σ_{i2}=1.0×10^{-3} См/м, условно моделирующие два различных состояния ионосферы.

Расчеты большой полуоси эллипса поляризации магнитного поля для двух этих случаев приведены на рис. 4 в сравнении с результатами экспериментальных измерений. Также на рис. 4 показаны теоретический и экспериментальный ход кривой угла наклона большой оси эллипса, в зависимости от частоты, в измерительной системе отсчета.

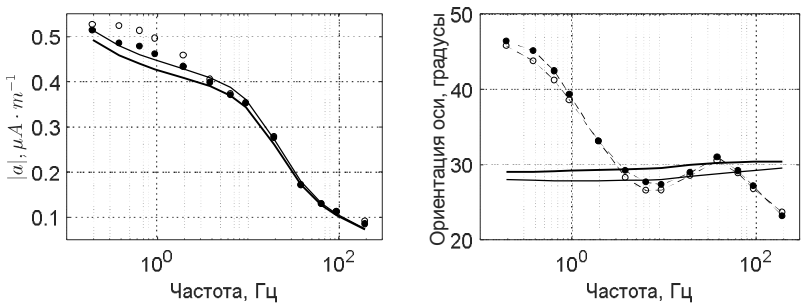


Рис. 4. Поляризационные характеристики магнитного поля: большая полуось эллипса поляризации (слева) и ориентация эллипса в измерительной системе отсчета (справа). Обозначения: жирные черные кривые – расчеты при $\sigma_i=1.0\times10^{-3}$ См/м; тонкие кривые – расчеты при $\sigma_i=1.0\times10^{-6}$ См/м; светлые кружки – измерения 23.08.2014 г.; черные кружки – результаты измерений 29.08.2014 г.

Как видим на рис. 4, значительные изменения проводимости ионосферы в условиях, близких к эксперименту, теоретически приводят к заметным вариациям уровня интенсивности магнитного поля на частотах ниже 4 Гц. В основной части КНЧ диапазона и в диапазоне СНЧ реакции на изменение параметров ионосферы практически не заметно.

Учитывая, что состояние геомагнитного поля 23 и 29 августа существенно отличалось, можно предположить, что это отражалось и на уровне электронной концентрации в нижних слоях ионосферы, т.е. изменялась и ее эффективная проводимость. В таком случае, особенности поведения поля, предсказываемые теоретической моделью, качественно соответствуют наблюдаемым в эксперименте.

Систематическое отличие экспериментального хода кривой ориентации эллипса напряженности магнитного поля от теоретического на частотах ниже 4 Гц, возможно, связано с крупномасштабными горизонтальными неоднородностями Земли или анизотропией её глубинных слоев.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Расчеты магнитного поля в ближней зоне наземного контролируемого источника, выполненные на основе задачи о возбуждении поля в трехслойной среде в строгой электродинамической постановке в диапазоне 0.2-200 Гц показали хорошее согласие с экспериментом. Теоретические результаты отражают качественные особенности поведения поля при значительных изменениях эффективной проводимости области ионосферы, участвующей в возбуждении поля в ближней зоне. Аналогичное поведение поля наблюдалось и в эксперименте при сравнении результатов в спокойных и возмущенных геомагнитных условиях.

Показано, что на расстояниях от источника, не превышающих величины скин-слоя, влияние ионосферы на возбуждаемое поле может быть заметным. Эту не отмечавшуюся ранее особенность, следует учитывать как при интерпретации результатов глубинных электромагнитных зондирований с контролируемым источником на поверхности низкопроводящих сред для экстремально низких частот, так и для развития новых методов квазивертикального зондирования состояния ионосферы в диапазоне КНЧ и на более низких частотах.

Список используемых источников

1. *Терещенко Е.Д., Григорьев В.Ф., Сидоренко А.Е., Миличенко А.Н., Мольков А.В., Собчаков Л.А., Васильев А.В.* О возможности квазивертикального радиозондирования ионосферы в крайне низкочастотном диапазоне // Письма в ЖЭТФ. 2007. Т.85, Вып.8. С.471-473.

2. *Терещенко Е.Д., Григорьев В.Ф, Сидоренко А.Е., Миличенко А.Н., Собчаков Л.А., Васильев А.В.* Влияние ионосферы на электромагнитные волны от наземного излучателя в диапазоне частот 1-10 Гц // Геомагнетизм и аэрономия. 2007. Т.47, №6. С.855-856.

3. *Жамалетдинов А.А., Шевцов А.Н., Короткова Т.Г., Копытенко Ю.А., Исмагилов В.С., Петрищев М.С., Ефимов Б.В., Баранник М.Б., Колобов В.В., Прокопчук П.И., Смирнов М.Ю., Вагин С.А., Пертель М.И., Терещенко Е.Д., Васильев А.Н., Григорьев В.Ф., Гохберг М.Б., Трофимчик В.И., Ямпольский Ю.М., Колосков А.В., Федоров А.В., Корья Т.* Глубинные электромагнитные зондирования литосферы восточной части Балтийского (Фенноскандинавского) щита в поле мощных контролируемых источников и промышленных ЛЭП (эксперимент FENICS) // Физика Земли. 2011. № 1. С.4–26.

4. *Ермакова Е. Н., Котик Д.С., Собчаков Л.А., Поляков С. В., Васильев А. В., Бёзингер Т., Белова Н. И.* Экспериментальные исследования сигналов в диапазоне 0.6-4.2 Гц // Изв. вузов. Радиофизика. 2004. Т.47, №8. С. 621-628.

5. *Терещенко Е.Д., Терещенко П.Е., Сидоренко А.Е., Григорьев В.Ф., Жамалетдинов А.А.* Влияние ионосферы на возбуждение электромагнитного поля диапазона КНЧ и более низких частот в ближней зоне // Журнал технической физики. 2018. Т. 88. Вып. 6. С.

А.В. Тертышников*
доктор технических наук;
В.В. Удриш**;
А.А. Палей*
кандидат физико-математических наук;
Г.В. Коваленко**
* ФГБУ ИПГ имени академика Е.К.Федорова, Москва,
** Гидрометеорологическая Служба ВС РФ, Москва

ВОЗМОЖНОСТЬ ЗОНДИРОВАНИЯ АВРОРАЛЬНОГО ОВАЛА НАД АНТАРКТИДОЙ ПО СИГНАЛАМ ГЛОНАСС/GPS/GALILEO

Восстановлен маршрут санно-гусеничного поезда по Антарктиде к станции «Восток» в 2015 г. Использованы данные с установленного в поезде приемника сигналов Глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) ГЛОНАСС/GPS. В характеристиках ионосферной задержки принятых сигналов вдоль треков отдельных видимых КА ГНСС выявлены следы аврорального овала, соответствующие расчетам по модели ионосферы SIMP2 и подобные тем, которые были зафиксированы в морских экспериментах в Арктике.

Ключевые слова: ионосфера, ГЛОНАСС, GPS, позиционирование, ионосферная задержка, содержание электронов, авроральный овал, модель, зондирование

ВВЕДЕНИЕ

Ожидаемая расконсервация Российской антарктической станции «Русская» предполагает возможность использования ее уникального положения для зондирования южного аврорального овала по сигналам глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) [1]. В зоне аврорального овала увеличивается повторяемость сбоев и отказов радиотехнических систем и навигационной аппаратуры [1, 2] вследствие взаимодействия ЭМИ с мелкомасштабными неоднородностями ионосферы.

В ионосфере границы аврорального овала связаны с высыпающимися частицами радиационных поясов Земли и дугой полярных сияний. Источником электронов и ионов аврорального овала являются потоки плазмы, которые окружают радиационные пояса Земли [1].

СХЕМА ЗОНДИРОВАНИЯ И ЕЕ ПРОВЕРКА В АРКТИКЕ

Предлагаемая схема зондирования овала примитивна: с приемника сигналов ГНСС отслеживается прохождение отдельных навигационных космических аппаратов (КА) ГНСС, по траектории которых анализируется изменение ионосферной задержки принимаемых сигналов, проходящих зону овала. Проверка этой схемы проводилась в морских экспериментах по зондированию северной полярной шапки в навигацию 2011-2015 г.г. в Российском секторе Арктики [2]. Исследовалась также морфология ионосферы над магнитным полюсом Земли.

В результате обработки данных наблюдений ионосферных задержек сигналов ГНСС было выявлено проявление следов аврорального овала при нахождении экспедиционного судна с навигационным приемником внутри овала вблизи кромки сплошных льдов [2].

При зондировании полярной ионосферы рассчитывалось ПЭС в подионосферных точках видимых КА ГНСС ГЛОНАСС/GPS. Данные зондирования ионосферных задержек сигналов КА ГНСС ГЛОНАСС/GPS обрабатывались авторским дифференциальным методом зондирования ионосферы и геодвижений. Его апробация и валидация ранее проводилась в экспериментах на нагревном стенде "Сура", на Байконуре, в Приэльбрусье, в сейсмоактивных регионах, при определении эпицентра взрыва Чебаркульского метеороида [3].

Предварительные оценки положения аврорального овала позволяют получить его климатические модели, например [4].

ЗОНДИРОВАНИЕ В АНТАРКТИДЕ

Эксперимент по зондированию ионосферы над Антарктидой по сигналам ГНСС проводился 8-19.01.2015 г. при движении санно-гусеничного поезда по льду Антарктиды к станции «Восток» внутри южной полярной шапки в ходе 60-й Российской антарктической экспедиции (2014-2015 г.г.) [5]. Измерения проводились навигационным приемником («JAVAD»), который был

доставлен научно-экспедиционным судном «Академик Федоров» к Российской антарктической станции «Прогресс» и был включен в состав научного оборудования санно-гусеничного поезда.

Полученные с дискретностью 10 секунд оценки псевдопозиционирования, осредненные по каждым суткам перехода, представлены на рис. 1.

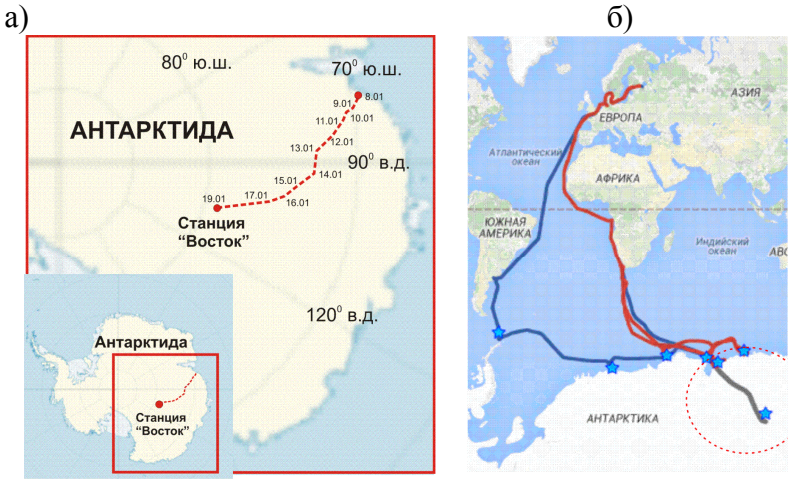


Рис. 1. Маршрут санно-гусеничного перехода к Российской Антарктической станции «Восток» 60 РАЭ 8-19.01.2015 г.:
а) среднесуточные оценки, рассчитанные по первой рабочей частоте ГНСС,
б) с официальной интернет-страницы эксперимента с выделенным фрагментом санно-гусеничного перехода.

Полученная форма маршрута соответствовала заявленному в [5] и орографии пути. У побережья Антарктиды и под южным авроральным овалом отмечено существенное увеличение сбоев и отказов навигационной аппаратуры, как и в Арктике [2].

В соответствии с климатической моделью аврорального овала он должен проявляться в относительном ПЭС в узком диапазоне широт. Нечеткости подобного представления аврорального овала могут быть связаны с его разрывами в зонах терминатора, в направлении на Солнце, на хвост магнитосферы, когда авроральный овал существенно расширяется.

Для оперативной оценки положения аврорального овала над Антарктидой имеется ресурс модели ионосферы SIMP2 [6]. Пример расчета медианы критической частоты E-слоя ионосферы над Антарктидой по SIMP2 представлен на рис. 2.

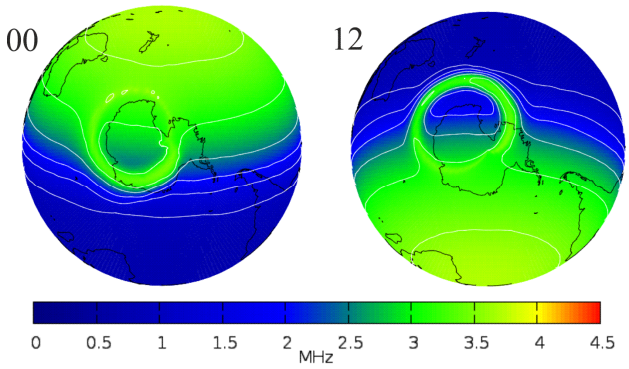


Рис. 2. Результаты моделирования критической частоты E-слоя ионосферы 17.01.2015 г. для 00:00 GMT и 12:00 GMT по модели SIMP2.

Первые и вторые сутки санно-гусеничного перехода проходили почти под зоной аврорального овала. При этом было много сбоев и пропусков измерений.

В рассчитанных по модели SIMP2 полях ПЭС почти не видно аврорального овала! Это физически объяснимо особенностями вертикального распределения электронной концентрации выше E-слоя высокоширотной ионосферы. Однако, как показали морские эксперименты в Арктике в 2011-2015 г.г. следы северного аврорального овала достаточно уверенно

диагностировались в ПЭС по характеристикам сигналов отдельных КА ГНСС и в восстановленном поле ПЭС [1].

Для экспериментов по зондированию овала по сигналам ГНСС интересны проекции треков КА ГНСС вдоль узкого сектора долгот, относительно долготы навигационного приемника. При этом, целесообразно рассматривать изменение ПЭС вдоль траектории отдельных КА.

На рис. 3. представлен пример изменения ПЭС по широте вдоль проекции подионосферных точек пересекавшего южный авроральный овал навигационного КА GPS G14 17.01.2015 г.

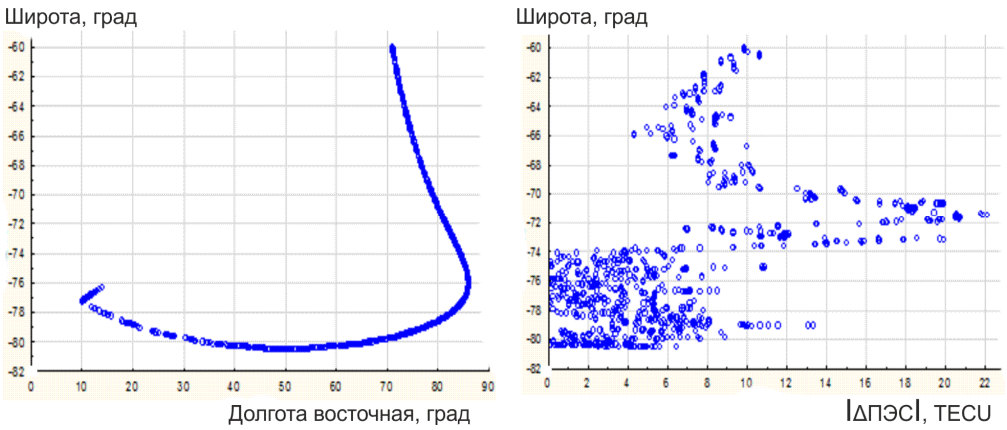


Рис. 3. Изменение ПЭС по широте (правый фрагмент) вдоль подионосферных точек КА G14 (фрагмент слева) (00:55 - 05:42 UTC 17.01.2015 г.).

При пересечении КА GPS G14 70-72 град. ю. ш. наблюдается резкое изменение модуля ПЭС. Согласие зоны повышенных значений ПЭС по КА GPS G14 с результатами моделирования E-слоя ионосферы по модели SIMP2 вполне удовлетворительное.

В полярной антарктической шапке проявляется крайне неустойчивое ПЭС. Уменьшение ПЭС на 66 град. ю. ш. может быть связано с проявлением главного ионосферного провала в южном полушарии Земли. Геомагнитная обстановка в течение всего перехода, была спокойной [7]. Площадь аврорального овала была достаточно стабильной.

В ряде рассчитанных разрезов ионосферы по меридиану по наблюдениям за отдельными КА ГНСС проявлялось многомодовое распределение ПЭС в зоне аврорального овала. Это фиксировалось и в арктических морских экспериментах, и подтверждает сложную морфологию аврорального овала.

Для проверки полученных результатов могут быть использованы данные о потоках энергичных частиц радиационных поясов Земли, получаемые с КА «Метеор-2».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В ходе эксперимента с передвижным навигационным приемником сигналов ГНСС ГЛОНАСС/GPS восстановлен маршрут санно-гусеничного перехода по Антарктиде к Российской антарктической станции «Восток» 8-19.01.2015 г..

Предложены критерии для диагностики границ аврорального овала по сигналам ГНСС. Проведена их апробация над Антарктидой 17.01.2015 г. Для сравнения результатов зондирования аврорального овала над Антарктидой использованы результаты расчета положения E-слоя ионосферы по модели SIMP-2.

Для проверки полученных результатов могут быть использованы данные о потоках энергичных частиц радиационных поясов Земли, получаемые с КА «Метеор-2».

Благодарности. Авторы признательны К.Г. Цыбуле (ФГБУ ИПГ) за консультации по модели SIMP-2, А.А. Бермишеву и С.Н. Карутину (ИАЦ КВНО ЦНИИМаш) за предоставленную возможность обработки экспедиционных данных.

Список используемых источников

1. *Тертышников А.В.* Способ определения положения аврорального овала и состояния магнитного поля Земли. Решение РОСПАТЕНТа от 19.07.2016 г. о выдаче патента на изобретение по заявке № 2015126532/28(041268) от 02.07.2015 г.

2. *Тертышников А.В., Чукин В.В., Глухов Я.В., Ковалев Д.С.* Эксперименты по исследованию ионосферы с Арктического плавучего университета // Ученые записки РГГМУ. 2016. № 41. С.156-164.

3. *Тертышников А.В., Пулинец С.А.* Способ зондирования ионосферы, тропосферы, геодвижений и комплекс для его реализации/ Патент, заявка № 2011128236 от 07.07.2011 на получение патента РФ на изобретение. Бюллетень Изобретения. 2013, № 4. Решение о выдаче патента РФ на изобретение от 01.02.2013.

4. *Старков Г.В.* Математическое описание границ аврорального свечения//Геомагнетизм и аэрономия, 1994, т. 34, № 3. С. 80-86.

5. 60-я Российская антарктическая экспедиция 2014-2015 гг. / https://www.glonass-iac.ru/aboutIAC/the_south_sea_route_in_2014_real_time.php.

6. http://space-weather.ru/index.php?page=raschet-sostoyaniya-ionosfery-po-modeli-simp.

7. *Тертышников А.В., Сыроешкин А.В.* и др. Магнитные индексы. Учебное пособие. – Москва-Обнинск, 2013. 178 с.

Р.Е. Торгунаков;
Ю.П. Михайловский;
А.А. Синькевич
Главная геофизическая обсерватория им. А.И. Воейкова, г. Санкт-Петербург

О НЕКОТОРЫХ РЕЗУЛЬТАТАХ САМОЛЕТНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ ЭЛЕКТРИЧЕСКИХ И ДРУГИХ ХАРАКТЕРИСТИК КОНВЕКТИВНЫХ ОБЛАКАХ

Проведен анализ результатов самолетного эксперимента по исследованию группы конвективных облаков на ранней стадии развития. Для расчета напряженности электрического поля и заряда самолета использовалась методика, основанная на компьютерном моделировании. Проведен анализ связей и закономерностей между такими характеристиками, как напряженность электрического поля, заряд самолета, водность, скорость восходящих потоков, перегревом облака.

Ключевые слова: напряженность электрического поля, летательный аппарат, заряд, конвективные облака, водность.

ВВЕДЕНИЕ

Неоднородность внутренней структуры является одной из особенностей строения конвективных облаков. Как показывают исследования [1, 2, 5, 6], пульсирующий ход проявляется практически для всех их характеристик: напряженности электрического поля, температуры, водности, скорости восходящих потоков. В ГГО им. А.И. Воейкова был накоплен большой объем экспериментальных данных об облаках, полученных с использованием самолетов-лабораторий, оборудованных комплексами измерительных приборов [1, 2, 3, 4, 5]. Цель данной работы – исследование вариаций напряженности электрического поля и заряда самолета в конвективных облаках на ранней стадии их развития и их связей с другими микрофизическими и динамическими характеристиками облаков.

ИСПОЛЬЗУЕМЫЕ ПРИБОРЫ И МЕТОДЫ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Исходные данные для проведения анализа были получены при проведении одного из научно-исследовательских полетов, проводившихся ГГО с помощью оборудованного самолета Ил-14 19 июля 1984 г.

Для измерения напряженности электрического поля (E) и заряда самолета (Q) использовался комплекс приборов ПНП. Была разработана новая методика определения коэффициентов формы с использованием компьютерного электростатического моделирования, позволившая более точно определить искомые коэффициенты [7, 8, 9, 10]. Измерения температуры выполнялись с помощью ИК радиометра ИТ-3, принимающего излучение в области полосы поглощения водяного пара с центром 6,3 мкм [6]. Водность фиксировалась с помощью прибора ДИВО [5]. Скорости восходящих и нисходящих потоков измерялись с помощью ультразвукового анемометра (БОРТ) [5].

ОПИСАНИЕ И РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТА

19 июля 1984 г. было выполнено исследование мощных кучевых облаков, развивавшихся на северо-западе России (Ленинградская обл.). Погода района работ определялась тыловым сектором циклона. Была исследована гряда облаков Cu cong с верхней границей 3,7 км и нижней границей 1,5 км. Облака находились в стадии стационирования, осадки отсутствовали.

На рис. 1 приведен пример распределения исследуемых характеристик при пересечении облака самолетом. Протяженность облака составила 4600 м. Верхняя граница облака была 3,5 км, нижняя — 2,1 км. Облако не формировало радиоэхо на экране бортового радиолокатора, что указывало на отсутствие крупных частиц.

Для проведения анализа данные подвергались статистической обработке. Определялись средние значения, медианы и среднеквадратические отклонения измеряемых величин при доверительном интервале 95%. Всего было проанализировано 763 измерения.

Средние значения, медианы, максимумы, минимумы и среднеквадратические отклонения напряженности электрического поля и заряда самолета, водности, скорости вертикальных потоков, температуры перегрева приведены в табл. 1.

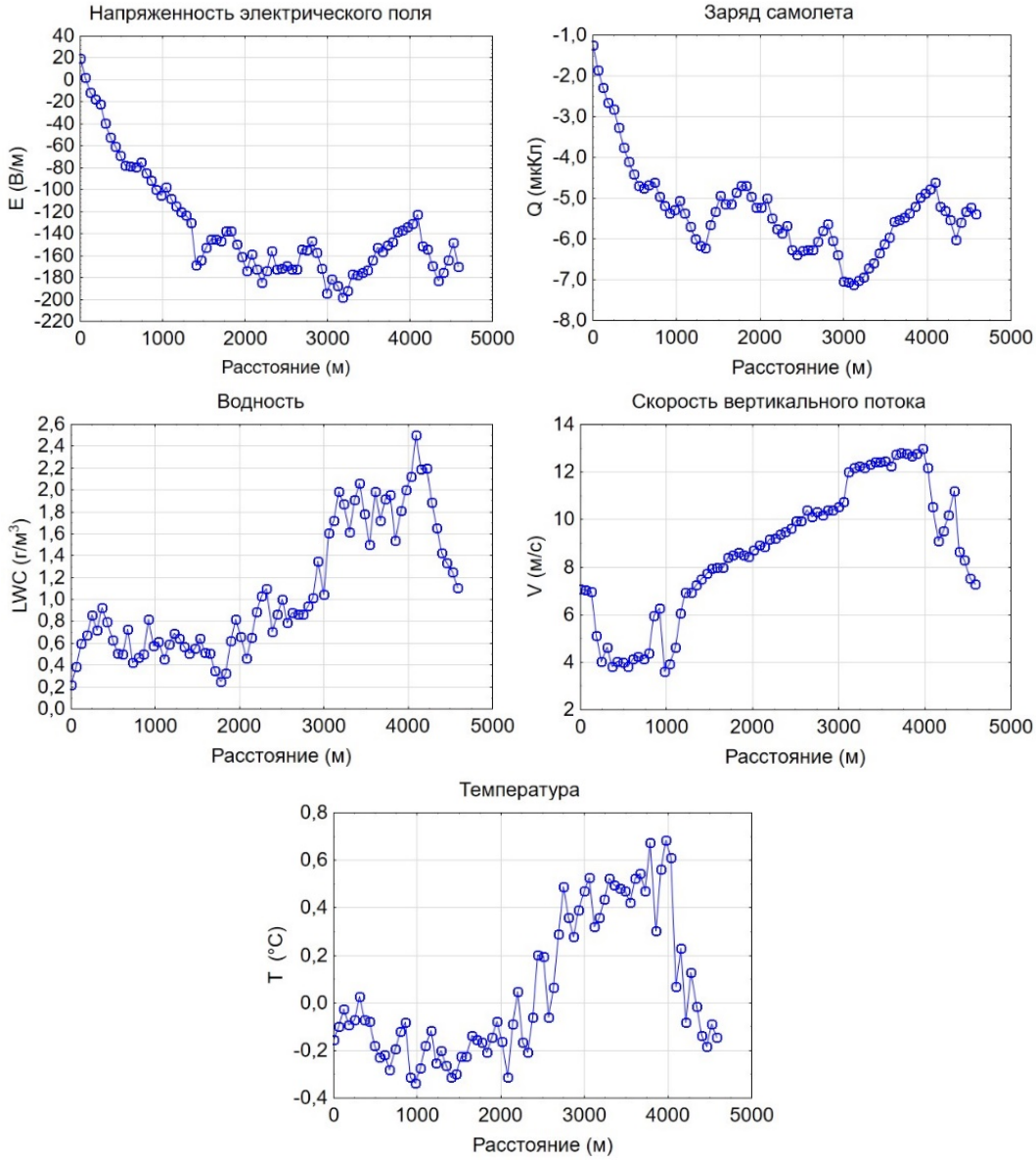


Рис. 1. Изменение напряженности электрического поля (E), заряда самолета (Q), водности (LWC), скорости вертикального потока (V), температуры (перегрева) (T) при проходе через облако №4 (18:57—19:00)

Таблица 1

Среднее значение, медиана, максимум, минимум, СКО напряженности электрического поля, заряда самолета, водности, скорости вертикальных потоков, температуры перегрева

Параметр	Среднее значение	Медиана	Максимум	Минимум	СКО
E (В/м)	-91,7	-74,6	41	-319,4	68,5
Q (Кл·10^{-6})	-4,1	-3,9	-0,1	-9,9	1,9
LWC (г/$м^3$)	0,9	0,9	2,7	0	0,5
V (м/с)	5,4	5,7	15,6	-6,3	3,7
T (°C)	0,5	0,3	3,1	-1	0,9

Минимальное значение напряженности поля в ходе всего эксперимента составило -319,4 В/м, а максимальное значение +41 В/м. Среднее значение равно -91,7 В/м и от облака к облаку изменялось в пределах от -37,2 до -124,4 В/м.

Минимальное значение заряда самолета составило $-9{,}9\cdot10^{-6}$ Кл, а максимальное $-1\cdot10^{-7}$ Кл. Среднее значение равно $-4{,}1\cdot10^{-6}$ Кл и от облака к облаку изменялось в пределах от $-2{,}3\cdot10^{-6}$ до $-5\cdot10^{-6}$ Кл.

Среднее значение водности равнялось 0,9 г/м^3 и менялось от облака к облаку в диапазоне от 0,7 до 1,1 г/м^3. Среднее значение скорости вертикальных потоков составило 5,4 м/с и менялось в диапазоне от 3 до 8,7 м/с. Среднее значение перегрева было равно 0,5 °С и изменялось в диапазоне от 0,1 до 0,7 °С.

Для определения статистической взаимосвязи между измеряемыми характеристиками был произведен расчет корреляции по Пирсону. Не было обнаружено корреляции между напряженностью электрического поля или зарядом и скоростью восходящих потоков, напряженностью электрического поля или зарядом и перегревом. Слабая отрицательная корреляция существует между напряженностью электрического поля, зарядом и водностью, что согласуется с данными, приведенными ранее, заряд самолета существенным образом зависит от водности и концентрации капель [2].

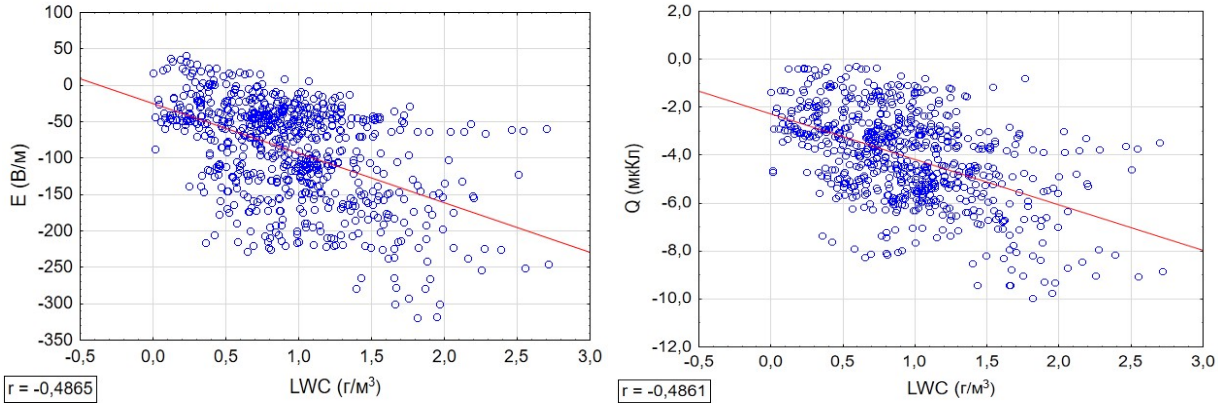


Рис. 2. Диаграммы рассеяния: а) водности (LWC) и напряженности электрического поля (E). E=-24,74-68,26·LWC. б) водности (LWC) и заряда самолета (Q). $Q=-2{,}3\cdot10^{-6}-1{,}89\cdot10^{-6}\cdot LWC$

Диаграммы рассеяния между этими параметрами приведены на рис. 2. При увеличении водности имеется тенденция к увеличению по модулю напряженности поля и заряда самолета. Коэффициенты корреляции составили величину 0,49. Как видно, точки сильно разбросаны относительно друг друга. Тенденция не ярко выражена и может быть аппроксимирована простой линейной функцией.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Величина напряженности электрического поля в исследованных конвективных облаках в среднем составила -92 В/м при минимуме -320 В/м.
2. Среднее значение заряда самолета было равно $-4{,}1\cdot10^{-6}$ Кл при минимуме в $-9{,}9\cdot10^{-6}$ Кл.
3. Установлена тенденция к увеличению абсолютных величин напряженности электрического поля и заряда самолета с увеличением водности в облаке.
4. Для исследованных облаков не обнаружено значимых корреляций между напряженностью электрического поля и зарядом самолета со скоростью восходящих потоков и перегревом облака.
5. Для расчета данных о напряженности электрического поля и заряда самолета были использованы более точные калибровочные коэффициенты, полученные на основе компьютерного моделирования.

Работа подготовлена при финансовой поддержке РФФИ, гранты 16-05-00197_а, 17-05-00965_а, БРИКС_т 18-55-80020.

Список используемых источников

1. *Драчева В.П., Синькевич А.А., Чубарина Е.В.* Исследование неоднородностей конвективных облаков // Труды ГГО. – 1988. – Вып. 518. – С. 145–153.

2. *Имянитов И.М.* Электризация самолетов в облаках и осадках. – Л.: Гидрометеоиздат. – 1970.

3. *Михайловский Ю.П., Кашлева Л.В.* Методика и результаты исследований электризации конвективных облаков с помощью самолетов // В сб. «Радиолокационная метеорология и активные воздействия» – СПб: Гидрометтоиздат. – 2012. – С. 98–114.

4. *Михайловский Ю.П.* О верификации численных моделей конвективных облаков на основе результатов самолетных исследований электризации // Труды ГГО. – 2016. – Вып. 580. С. 125–138.

5. *Синькевич А.А., Веремей Н.Е., Волков Н.Н., Довгалюк Ю.А., Пономарев Ю.Ф., Степаненко В.Д.* Экспериментальные исследования пространственно-временной неоднородности строения конвективных облаков // Метеорология и гидрология. – 2005. – № 6. – С. 38–50.

6. *Синькевич А.А*. Исследование термических характеристик мощных кучевых облаков с помощью ИК-радиометра // Метеорология и гидрология. – 1984. – № 1. – С. 40–46.

7. *Торгунаков Р.Е., Михайловский Ю.П., Синькевич А.А.* О методике измерения напряженности электрического поля атмосферы и заряда летательного аппарата. // Труды ГГО. – 2015. – Вып. 579. С. 214–231.

8. *Торгунаков Р.Е., Михайловский Ю.П., Синькевич А.А*. Совершенствование самолетной методики измерения напряженности электрического поля и заряда самолета для решения задач комплексных исследований облаков. // В сб. Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы. Часть 1. – Нальчик: ВГИ. – 2017 – С. 205–212.

9. *Dye J.E., Lewis S.* Final Report to NASA KSC on the Airborne Field Mill Project (ABFM) – National Center for Atmospheric Research, Colorado. – 2001.

10. *Laroche P.* Airborne measurements of electrical atmospheric field produced by convective clouds // Revue de Physique Appliquée. – 1986 – V. 21. 809–815.

В.П.Урядов*
доктор физико-математических наук;
Г.Г. Вертоградов**
доктор физико-математических наук;
М.С. Скляревский**;
Ф.И. Выборнов*
доктор физико-математических наук;
*Научно-исследовательский радиофизический институт Нижегородского государственного университета им. Н.И. Лобачевского, г. Нижний Новгород
**Южный Федеральный Университет, г. Ростов-на-Дону

ПОЗИЦИОНИРОВАНИЕ ВЫСОКОШИРОТНЫХ НЕОДНОРОДНОСТЕЙ С ПОМОЩЬЮ ЛЧМ КВ РАДАРА БИСТАТИЧЕСКОЙ КОНФИГУРАЦИИ

Представлены результаты позиционирования высокоширотных мелкомасштабных ионосферных неоднородностей с помощью ЛЧМ ионозонда-радиопеленгатора, используемого в качестве загоризонтного КВ радара бистатической конфигурации на трансэкваториальной трассе Алис Спрингс (Австралия) – Ростов-на-Дону.
Ключевые слова: ионосфера, ЛЧМ ионозонд-радиопеленгатор, неоднородности, моделирование, позиционирование.

ВВЕДЕНИЕ

При решении научных и прикладных задач ионосферного распространения радиоволн важную роль играет позиционирование ионосферных неоднородностей, которые оказывают существенное влияние на эффективность функционирования радиоэлектронных систем различного назначения. В последние годы для изучения ионосферных неоднородностей и их позиционирования широко применяется метод полуактивной радиолокации, когда в качестве поля волны ″подсветки″ используется радиоизлучение удаленных ЛЧМ-передатчиков [1,2]. В докладе представлены результаты позиционирования высокоширотных неоднородностей с помощью ЛЧМ ионозонда-радиопеленгатора, когда он использовался в качестве загоризонтного КВ радара бистатической конфигурации на трансэкваториальной трассе Алис Спрингс (Австралия) – Ростов-на-Дону.

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И МОДЕЛИРОВАНИЯ

Наблюдения проводились в марте 2014г. ЛЧМ передатчик в Алис Спрингс (22,97°S, 134,43°E) работал в диапазоне частот 5 – 30 МГц, скорость перестройки частоты составляла 125 кГц/с, зондирование осуществлялось каждые 4 минуты. Прием ЛЧМ сигналов осуществлялся в Ростове-на-Дону с помощью ЛЧМ ионозонда-радиопеленгатора, временная синхронизация приемной аппаратуры с мировым временем обеспечивалась с помощью сигналов GPS. В период наблюдений была спокойная геомагнитная обстановка, магнитный индекс K_p =1-2. Во время наблюдений на ионограммах наклонного зондирования, кроме прямых сигналов различной кратности, регистрировались аномальные сигналы с различной задержкой относительно прямого сигнала. Примеры ионограмм с аномальными сигналами показаны на рис.1-3. Маркерами PC1 и PC2 (рассеянный сигнал) мы выделили аномальные диффузные сигналы с большими абсолютными задержками ~ 52-58 мс (10-16 мс относительно задержки прямого сигнала), приходящие с азимутов ~ 10-25°, анализу которых будет уделено в дальнейшем основное внимание. Азимут угла прихода прямого сигнала, распространяющегося по дуге большого круга между приемником и передатчиком, составляет 107°, длина трассы составляет 12170 км.

Из рисунков 1-3 видна эволюция рассеянных сигналов PC1 и PC2 с течением времени. Вначале сигнал PC1 наблюдался в диапазоне частот ~ 17,7÷24,6МГц в виде диффузного трека в интервале групповых задержек $\Delta t_{гр}$ ~ 57,4-59,1мс в сравнительно узком секторе азимутальных углов

прихода Δα ~ 12-13° (см. рис.1). В дальнейшем аномальный сигнал наблюдался в виде 2-ух отдельных треков: на низких частотах ~ 10÷14 МГц с задержкой $\Delta t_{гр}$ ~ 55-56 мс и азимутами Δα ~ 10-20° (РС2) и на частотах ~ 18÷25 МГц с задержкой $\Delta t_{гр}$ ~ 57-58 мс и азимутами Δα ~ 13-15° (РС1) (см. рис.2). После 13:00 UT имело место слияние аномальных сигналов РС1 и РС2. В этот период времени нижняя граница группового запаздывания АС уменьшилась до значений $\Delta t_{гр}$ ~ 51 мс. В это время заметно увеличилась диффузность треков до ~ 2-3 мс и расширился сектор азимутальных углов прихода АС до значений Δα ~ 14-26°, причем особенно заметно для более низких частот ~ 10÷15 МГц (см. рис.3).

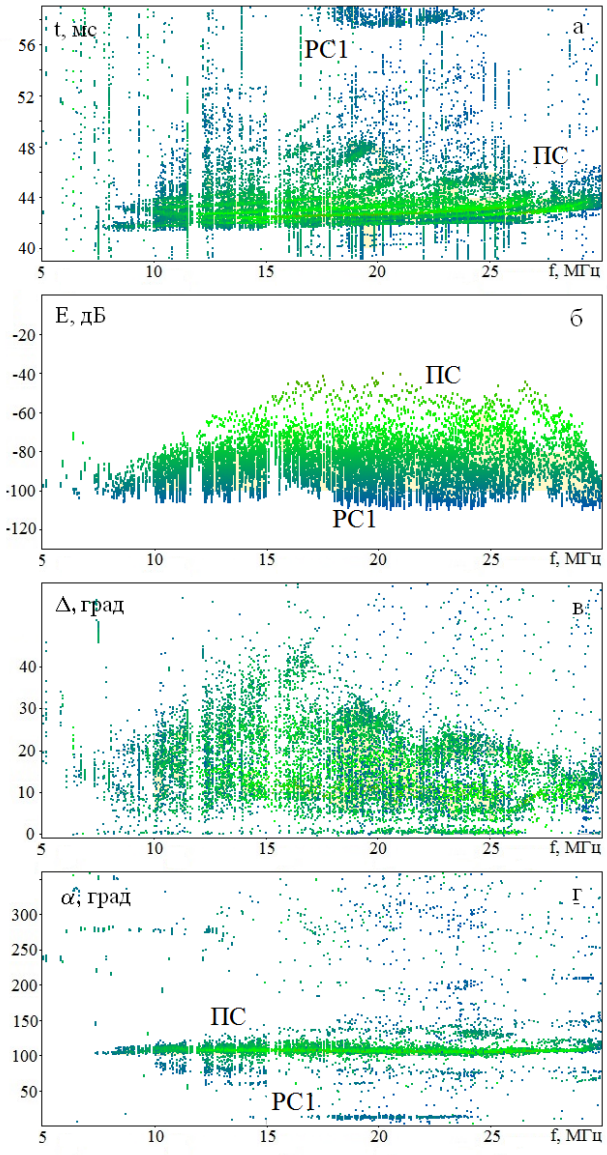


Рис.1. Многопараметрическая ионограмма на трассе Алис Спрингс – Ростов-на-Дону. 11:37UT 06.03.2014г. ДЧХ – (а), АЧХ – (б), УЧХ – угол места (в), азимут (г). ПС – прямой сигнал, РС1 – рассеянный сигнал.

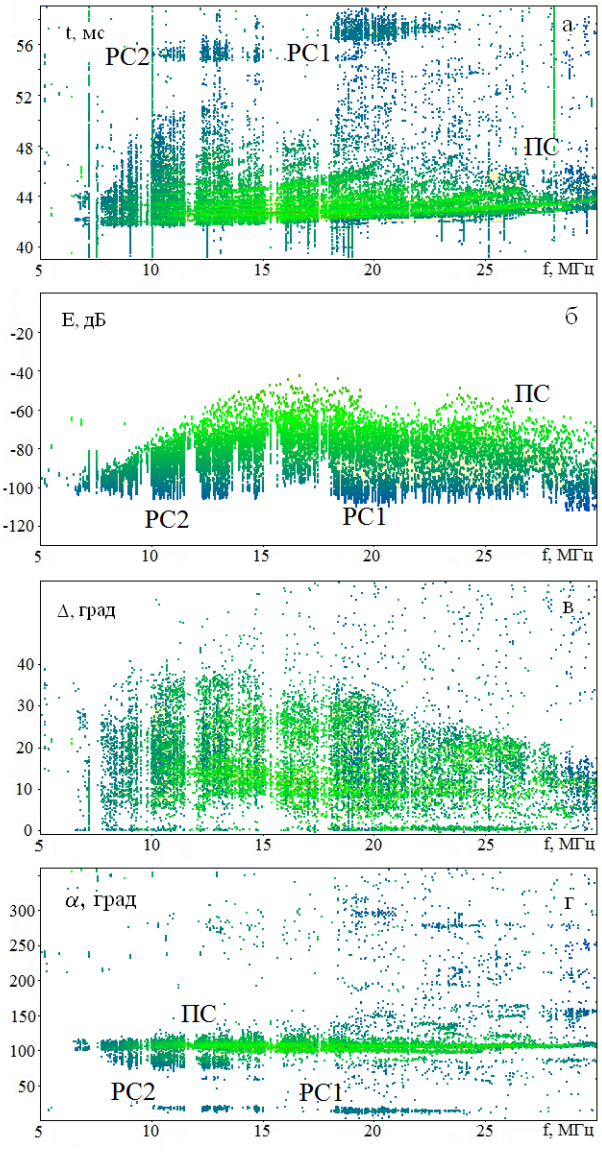


Рис.2. То же, что на рис.1 для 12:10UT 06.03.2014г., РС1 и РС2 – рассеянные сигналы.

Полагая, что сигналы РС1 и РС2 обусловлены рассеянием радиоволн на ионосферных неоднородностях, для их позиционирования мы провели моделирование распространения и ракурсного рассеяния радиоволн с учетом измерений ДЧХ и УЧХ по методике, изложенной в [3], используя модель ионосферы IRI-2012.

В расчетах рассеянных сигналов область ионосферы с рассеивающими мелкомасштабными неоднородностями задавалась в виде диска радиусом 50 км на высотах *F* области ~ от 200 км до

высоты максимума *F*-слоя (~ 325÷345 км для различных рассеивающих центров). Положение диска с неоднородностями варьировалось в пределах азимутального сектора приема рассеянных сигналов до совпадения расчетной и экспериментальной ионограмм по диапазону задержек рассеянных сигналов.

Согласно расчетам наилучшие условия ракурсного рассеяния имеют место для расположения ионосферных неоднородностей на высотах ~ 290÷310 км.

Результаты позиционирования рассеивающих неоднородностей нанесены на физическую карту в виде точек для сигнала PC1 и треугольников для сигнала PC2, там же указано время наблюдения (см. рис. 4).

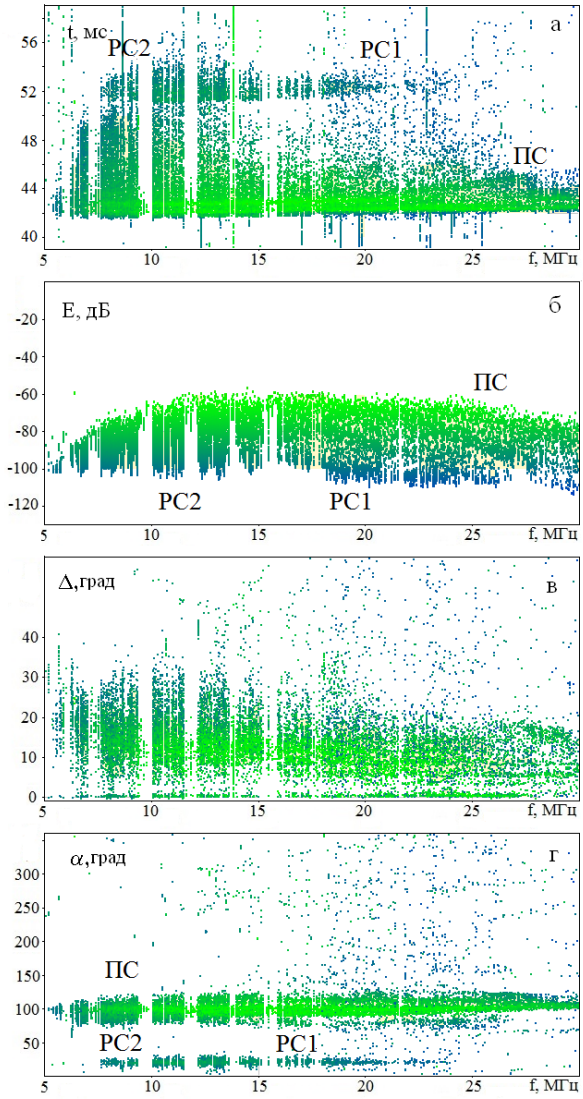


Рис.3. То же, что на рис.2 для 13:33UT 06.03.2014г.

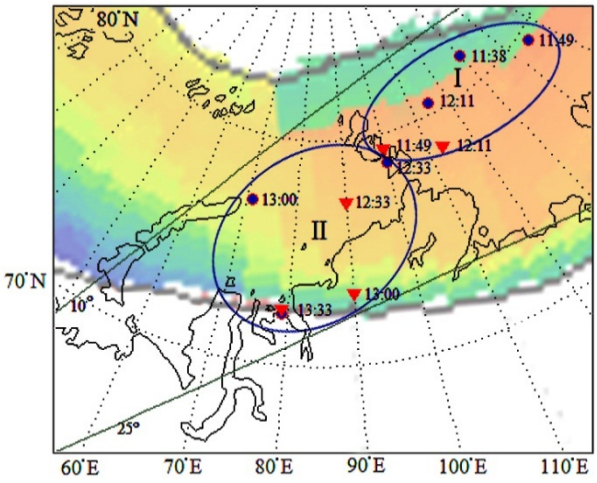


Рис.4. Месторасположение областей (I и II) с ионосферными неоднородностями, ответственными за сигналы PC1(•) и PC2 (▼) на трассе Алис Спрингс – Ростов-на-Дону, в проекции на поверхность Земли. Около рассеивающих центров указано время UT. Показан интервал азимутальных углов приема рассеянных сигналов PC1 и PC2 (10°÷25°). Положение аврорального овала по данным спутника DMSP для 12:30UT 06.03.2014г. показано цветным фоном

Здесь же на рисунке показаны линии азимутов углов прихода, ограничивающие зону приема сигналов PC1 и PC2. С учетом приема рассеянных сигналов во всем интервале азимутальных углов $\Delta\alpha$ и групповых задержек Δt, области с неоднородностями в проекции на поверхность Земли схематически представлены в виде двух овалов, соответствующих временным интервалам 11:38 – 12:10UT (I) и 12:33 – 13:33UT (II). Из рис.4 видно, что сектор расположения области, откуда принимаются аномальные сигналы, приходится на высокоширотный район.

Как видно из рис.4 во время наблюдений неоднородности, ответственные за аномальные (рассеянные) сигналы, позиционируются в вечерней *F*-области ионосферы (~19-21 час. местного времени), занимая интервал широт ~ 70÷80°N и долгот ~ 70÷140°E. Для данного периода наблюдений такое положение неоднородностей близко соответствует положению южной границы аврорального овала, характеризуемого развитой ионосферной турбулентностью [4]. Это

видно из сопоставления положения рассеивающих областей в виде овала (II) с положением аврорального овала для 12:30 UT 06.03.2014 г. по данным спутника DMSP [5] (см. рис.4).

Заметим, что с течением времени область с рассеивающими неоднородностями смещалась в западном направлении из положения I в положение II. На наш взгляд, это отражает как суточную зависимость появляемости интенсивных рассеивающих неоднородностей, так и изменение ионосферных условий распространения и ракурсного рассеяния, необходимых для приема рассеянных сигналов для данной геометрии расположения передатчика и приемника ЛЧМ-сигналов на протяженной трассе. Различные диапазоны частот сигналов PC1 и PC2 и соответствующие им различные области с рассеивающими неоднородностями свидетельствуют о существенном влиянии рефракции на ракурсные условия рассеяния, когда при засветке широкополосным ЛЧМ-сигналом обширной области с неоднородностями имеет место «вырезание» частотно-дальностных участков, удовлетворяющих условиям распространения и рассеяния радиоволн.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В докладе представлены результаты исследований особенностей ионосферного распространения радиоволн на сверхпротяженной трансэкваториальной трассе Алис Спрингс (Австралия) – Ростов-на-Дону с помощью нового инструмента – ЛЧМ ионозонда-радиопеленгатора. Показано, что использование этого инструмента, способного измерять ключевые характеристики ионосферного канала (ДЧХ, АЧХ и УЧХ) всех мод распространения позволяет определять месторасположение рассеивающих ионосферных неоднородностей, ответственных за аномальные сигналы.

Установлено, что наблюдаемые на трассе Алис Спрингс (Австралия) – Ростов-на-Дону аномальные сигналы, приходящие с азимутов ~ 10-25° с задержками, превышающими на 10-16мс задержку прямого сигнала, обусловлены рассеянием радиоволн на неоднородностях *F*-слоя высокоширотной ионосферы, локализованных в вечернем секторе аврорального овала на широтах ~ 70-80°N.

В заключение заметим, что результаты проведенных исследований свидетельствуют о перспективности использования ЛЧМ ионозонда-радиопеленгатора в качестве загоризонтного КВ радара бистатической конфигурации для идентификации аномальных сигналов и позиционирования рассеивающих ионосферных неоднородностей.

Работа В.П. Урядова и Ф.И. Выборнова выполнена при финансовой поддержке базовой части Госзадания Минобрнауки РФ (шифр 3.7939.2017/8.9).

Список используемых источников

1. *Урядов В.П., Вертоградов Г.Г., Вертоградова Е.Г.* Радарные наблюдения *F*-рассеяния в среднеширотной ионосфере с помощью ионозонда-радиопеленгатора // Изв. Вузов. Радиофизика.2013. т.56. №1, с.1-12.

2. *Uryadov V.P., Vertogradov G.G., Vertogradova E.G., Vertogradov V.G.* A New Tool for Investigating Complex Ionospheric Structures: Over-the-Horizon HF Sounding of Ionospheric Irregularities by Chirp Ionosonde - Direction Finder // IEEE Trans. Antennas and Propagation Magazine, 2017, vol. 59, issue 6. – Pp. 62-76.

3. *Понятов А.А., Урядов В.П.* Компьютерное моделирование ионосферного распространения коротких радиоволн // Препринт №428. НИРФИ. Н.Новгород. 1996, 20 с.

4. *Tsunoda R.T.* High-latitude F region irregularities: A review and synthesis // Rev. Geophys. 1988. V. 26, no.4, pp.719-760.

5. http://www.sec.noaa.gov

Е.В. Федосеева*,
доктор технических наук, доцент;
И.Н. Ростокин*,
кандидат технических наук, доцент;
Г.Г. Щукин**,
доктор физико-математических наук, профессор;
Е.А. Ростокина*
* Муромский институт (филиал) ФГБОУ ВО «Владимирский государственный университет имени А. Г. и Н. Г. Столетовых», г. Муром
** ВКА им. А.Ф.Можайского, г. Санкт-Петербург

ТЕОРЕТИЧЕСКИЕ И ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДА УГЛОМЕСТНОГО МОГОЧАСТОТНОГО МИКРОВОЛНОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ КОМПЕНСАЦИИ ВЛИЯНИЯ ФОНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Представлены результаты моделирования погрешности угломестных измерений радиояркостной температуры однородной атмосферы, обусловленной вкладом фонового излучения в антенную температуру СВЧ радиометрической системы при одноканальном (без компенсации фоновых шумов) и двухканальном разностном приеме (с компенсацией вклада фоновых шумов). Показаны экспериментальные результаты измерений мощности радиотеплового излучения однородной атмосферы многочастотной СВЧ радиометрической системой с компенсацией фоновых шумов и выполнена сравнительная оценка погрешности без компенсации и с компенсацией влияния фоновых шумов.

ВВЕДЕНИЕ

СВЧ радиометрические измерения радиотеплового излучения атмосферы позволяют оперативно оценить ее состояние [1-2]. Для решения задач построения пространственных моделей применяется метод угломестного зондирования атмосферы.

При выполнении микроволновых радиометрических измерений радиотеплового излучения атмосферы на разных углах места изменяется помеховый вклад во входной сигнал СВЧ радиометрической системы фонового излучения, обусловленный приемом через область рассеяния диаграммы направленности (ДН) антенны, в результате появляется систематическая погрешность измерений, величина которой изменяется при изменении направления зондирования.

Для уменьшения влияния фонового излучения на результаты микроволнового зондирования атмосферы разработан метод двухканального разностного приема с формированием на выходе дополнительного антенного канала сигнала адекватного помеховой составляющей входного сигнала основного измерительного антенного канала при формировании на общей апертуре антенны двух ДН, соответствующих по распределению поля волнам H_{11} и E_{01} круглого волновода [3-6]. Разработан способ реализации метода двухканального приема на общую апертуру антенны с компенсацией влияния фоновых шумов для выполнения многочастотных микроволновых измерений [6].

В данной работе представлены результаты теоретических и экспериментальных исследований метода угломестных измерений микроволнового излучения атмосферы при выполнении компенсации влияния фоновых шумов в СВЧ радиометрической системе с двухканальным разностным приемом на общую апертуру антенны в двух частотных диапазонах.

МОДЕЛИРОВАНИЕ УСЛОВИЙ ВЫПОЛНЕНИЯ УГЛОМЕСТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ РАДИОЯРКОСТНОЙ ТЕМПЕРАТУРЫ АТМОСФЕРЫ СВЧ РАДИОМЕТРИЧЕСКОЙ СИСТЕМОЙ С КОМПЕНСАЦИЕЙ ФОНОВЫХ ПОМЕХ

Для моделирования антенной температуры наземной СВЧ радиометрической системы при выполнении угломестных измерений радиояркостной температуры атмосферы для учета влияния изменения относительного положения углового распределения радиояркостной температуры атмосферы и ДН антенны было применено уравнение антенного сглаживания (1) с учетом пространственной формы ДН [7] и угловой зависимости радиояркостной температуры

атмосферы. В выражении (1) изменение относительного положения антенны и атмосферы при смене угла визирования учитывается в первом слагаемом - свертке ДН антенны и угловой зависимости радиояркостной температуры атмосферы, а прием радиотеплового излучения подстилающей поверхности из нижнего полупространства определен вторым слагаемым.

$$T_a(\theta) = \int_0^{\pi} F(\theta - \varphi) T(\varphi) d\varphi + T_{nn} \int_{\pi}^{2\pi} F(\theta - \varphi) d\varphi, \quad (1)$$

где $F(\theta)$ – нормированная ДН по мощности; $T(\varphi)$ – угловая зависимость радиояркостной температуры атмосферы; T_{nn} –радиояркостной температуры подстилающей поверхности.

Для выявления предельных условий метода угломестных измерений микроволнового излучения атмосферы с компенсацией влияния фоновых шумов в выражении (1) принято кпд антенны равным 1.

Для исследования эффективности применения метода двухканального разностного приема с формированием сигнала компенсации на выходе дополнительного антенного канала для компенсации влияния фонового излучения на результаты угломестных измерений микроволноволного излучения атмосферы было выполнено моделирование угловой зависимости антенной температуры при приеме излучения на круглую плоскую апертуру на двух модах H_{11} и E_{01} - T_{aH11} и T_{aE01} при задании теоретической зависимости величины радиояркостной температуры однородной атмосферы (2) и однородного излучения подстилающей поверхности с радиояркостной температурой T_{nn}.

$$T(\varphi) = T_з / \sin\varphi, \quad (2)$$

где угол φ отсчитывается от горизонта, $T_з$ – радиояркостная температура атмосферы в зените.

Погрешность угломестных измерений радиотеплового излучения однородной атмосферы определялась как относительная разность антенной температуры и рядиояркостной температуры атмосферы при заданном угле визирования: для одноканального (без компенсации фоновых шумов) и двухканального (с компенсацией фоновых шумов) приема она равна соответственно

$$\delta_1(\theta) = \left(T_{aH11}(\theta) - T(\theta)\right) / T_з, \quad (3)$$

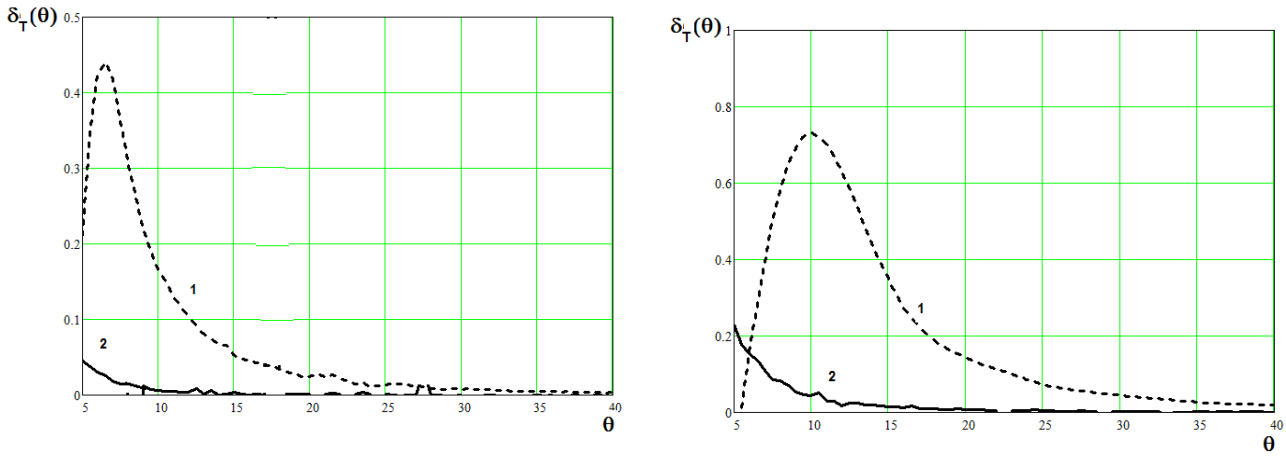
$$\delta_2(\theta) = \left(T_{aH11}(\theta) - T_{aE01}(\theta) - T(\theta)\right) / T_з, \quad (4)$$

где $T_{aH11}(\theta)$ и $T_{aE01}(\theta)$ – антенная температура микроволновой радиометрической системы при приеме на волнах H_{11} и E_{01}, соответственно, при угле визирования θ.

Для оценки эффективности компенсации влияния фоновых шумов при выполнении двухканальных измерений на волнах H_{11} и E_{01} микроволновой радиометрической системой в задачах угломестных измерений радиояркостной температуры атмосферы анализировалась разность относительных погрешностей измерений при двухканальном и одноканальном приеме

$$\delta_T(\theta) = \delta_2(\theta) - \delta_1(\theta). \quad (5)$$

На рис.1 показаны результаты моделирования разностной погрешности $\delta_T(\theta)$ для двух размеров круглой приемной апертуры радиуса 250мм и 1200мм, что соотвествует размерам раскрыва рупорной и зеркальной антенны многочастотной СВЧ радиометрической системы, с помощью которой были получены экспериментальные результаты угломестных измерений мощности радиотеплового излучения атмосферы.



а б

Рис. 1 Разностная погрешностьугломестных измерения радиояркостной температуры однородной атмосферы при одноканальном и двухканальном приеме на апертуру радиуса 250 мм (1) и 1200 мм (2) на длине волны 3.2 см (а) и 7.5 см (б)

Выполненное моделирование предполагает калибровку результатов измерений по значению антенной температуры в зените, что изначально учитывает систематическую погрешность, связанную с сглаживающим действием антенны. Выполненные расчеты позволяют оценить вклад в погрешность измерений составляющей антенной температуры, обусловленной приемом фонового излучения по области рассеяния диаграммы направленности антенны при одноканальном приеме (без компенсации влияния фоновых шумов) и двухканальном разностном приеме (с компенсацией влияния фоновых шумов).

Результаты моделирования показали заметное снижение величины погрешности измерений при выполнении двухканального разностного приема с компенсацией фоновых шумов в области малых углов места, где влияние изменения вклада фоновых шумов значительно, т.к. через ближние боковые лепестки ДН антенны принимается радиотепловое излучение подстилающей поверхности.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ МЕТОДА УГЛОМЕСТНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ АТМОСФЕРЫ ПРИ КОМПЕНСАЦИИ ВЛИЯНИЯ ФОНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ

Экспериментальные угломестные исследования радиотеплового излучения атмосферы выполнялись трехдиапазонной СВЧ радиометрической системой. Прием радиотеплового излучения осуществляется в трех частотных диапазонах (7.5 см, 3.2 см, 1.35 см) на одну зеркальную или рупорную антенну с частотным разделением в облучателе при организации дополнительного приемного канала с формированием сигнала компенсации фоновых шумов в диапазонах 7.5 см и 3.2 см.

Результаты многочастотных СВЧ радиометрических исследований безоблачной атмосферы с изменением угла высоты от 15^0 до 90^0 (зенит) приведены на рисунках 2-3.

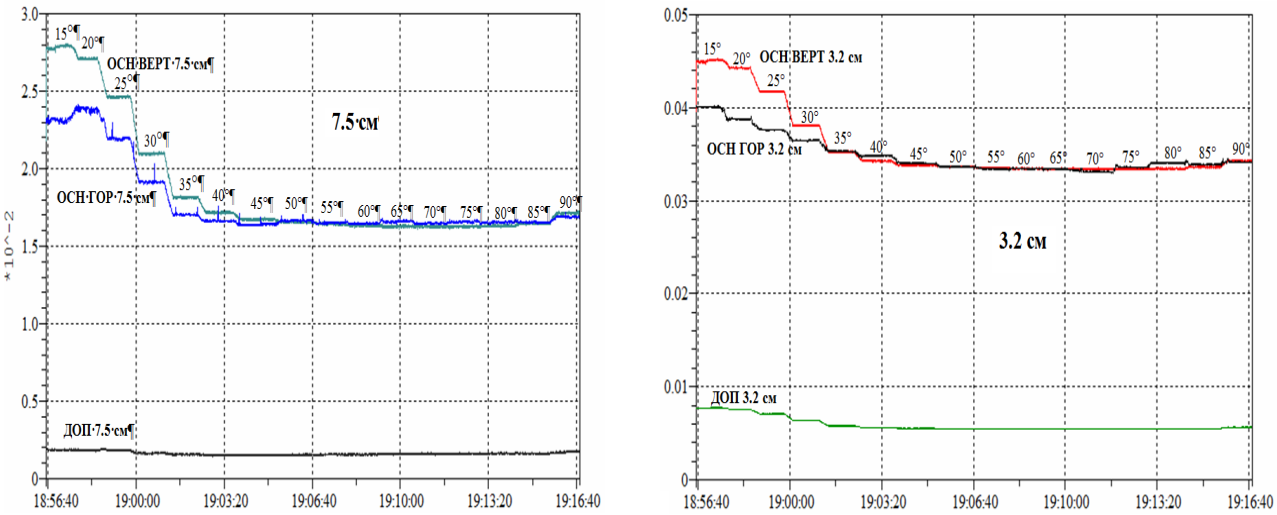


Рис. 2 Временные диаграммы выходного напряжения СВЧ радиометрической системы с двухканальным разностным приемом при выполнении угловых измерений радиотеплового излучения безоблачной атмосферы (24.03.18 г. с 18:56 по 19:17, метеорологические параметры: H=55 %, T= - 4,8°C, P=749,3 мм.рт.ст) при приеме на зеркальную антенну с радиусом раскрыва 1200 мм.

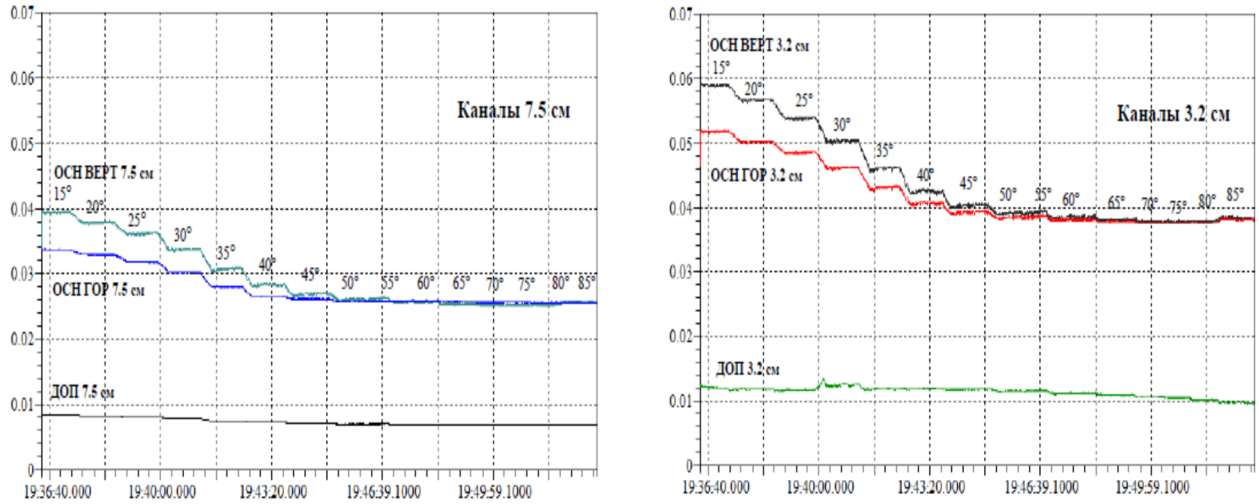


Рис. 3 Временные диаграммы выходного напряжения СВЧ радиометрической системы с двухканальным разностным приемом при выполнении угловых измерений радиотеплового излучения безоблачной атмосферы (30.03.18 г. с 19:36 по 19:50, метеорологические параметры: H=42 %, T= - 3,5°C, P=757,2 мм.рт.ст) при приеме на рупорную антенну с радиусом раскрыва 250 мм.

Для сравнительной оценки погрешности одноканального и двухканального приема в микроволновой радиометрической системе с целью исключения влияния шумов приемника и собственных шумов антенны в качестве численной величины характеризующей нормированную антенную температуру принималась разность выходных сигналов для текущего угла визирования θ и для зенита $\theta = 90^0$, нормированные к разности сигналов при приеме на углах визирования $\theta = 30^0$ и $\theta = 90^0$.

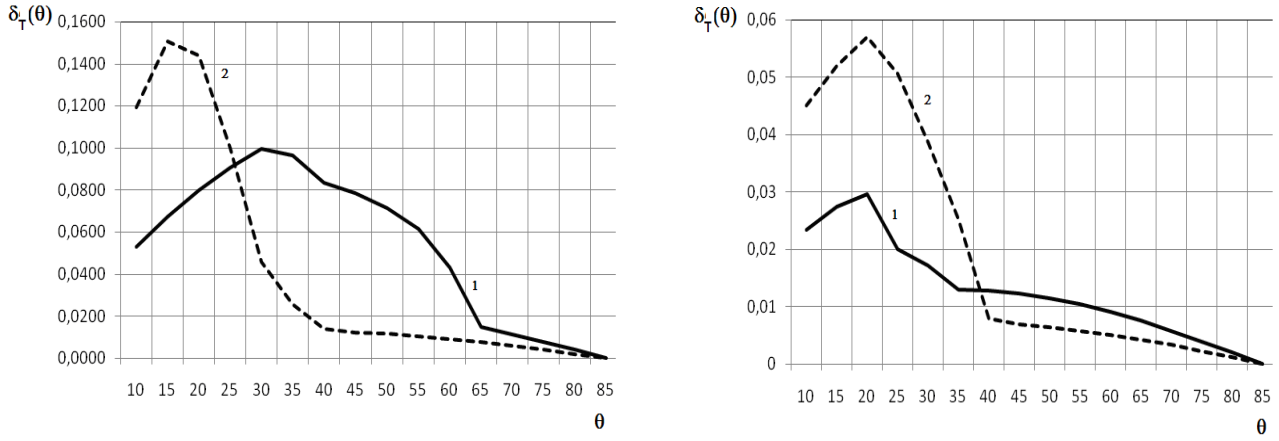
$$\frac{T_{аэмпH11}}{T_з} \approx \frac{U_{осн}(\theta) - U_{осн}(90^0)}{U_{осн}(30^0) - U_{осн}(90^0)}, \quad (6)$$

$$\frac{T_{аэмпE01}}{T_з} \approx \frac{U_{доп}(\theta) - U_{доп}(90^0)}{U_{осн}(30^0) - U_{осн}(90^0)}, \quad (7)$$

где $U_{осн}(\theta)$ и $U_{доп}(\theta)$ – выходные сигналы микроволновой радиометрической системы при приеме по основному (на волне H_{11}) и дополнительному (на волне E_{01}) каналу.

Далее оценка разностной погрешности для одноканального и двухканального приема осуществлялась по формулам (3) - (4).

На рис. 4 представлены результаты оценки погрешности измерений микроволнового излучения однородной атмосферы многочастотной радиометрической системой по данным измерений, представленным на рис. 2-3.



а б

Рис. 4 Разностная погрешность экспериментальных угломестных измерений радиотеплового излучения однородной атмосферы при одноканальном и двухканальном приеме на апертуру радиуса 250 мм (1) и 1200 мм (2) на длине волны 3.2 см (а) и 7.5 см (б)

Данные измерений подтвердили необходимость выполнения компенсации влияния фоновых помех при малых углах места, где уровень выходного сигнала дополнительного канала возрастает относительно стабильного уровня при больших углах места.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования подтвердили эффективность двухканального разностного метода угломестных измерений радиотеплового излучения атмосферы на малых углах места, реализованного в многочастотной СВЧ радиометрической системе с приемом в двухмодовом режиме на общую апертуру антенны.

Список используемых источников

1. Щукин Г.Г., Степаненко В.Д., Снегуров А.В. Перспективные направления радиолокационных наблюдений за атмосферой // Труды Главной геофизической обсерватории им. А.И.Воейкова. - 2010. – № 561. – С. 223 - 241.

2. Некос А.Н., Некос В.Е. Щукин Г.Г. Дистанционные методы исследований природных объектов: моногр. – СПб.: РГГМУ, 2009 – 319 с.

3. Федосеева Е.В., Щукин Г.Г., Ростокин И.Н., Ростокина Е.А. Компенсация помех в работе СВЧ радиометрических систем // Радиотехнические и телекоммуникационные системы. – 2014. – №1(13). – С. 50 – 62.

4. Ростокин И.Н., Федосеева Е.В., Щукин Г.Г. Сверхвысокочастотная радиометрическая система с внешним тестовым шумовым сигналом. // Труды Военно-космической академии имени А.Ф. Можайского. Выпуск 653. – СПб.: ВКА имени А.Ф. Можайского, 2016, С. 204 – 209.

5. Федосеева Е.В., Ростокин И.Н., Щукин Г.Г. Оценка условий приема в двухканальной СВЧ радиометрической системе по внешнему тестовому сигналу. // Известия высших учебных заведений. Физика. Том. 59, №12/3. – Томск, 2016 С. 116 – 120.

6. Ростокин И.Н., Федосеева Е.В. Вопросы построения многочастотной СВЧ радиометрической системы дистанционного зондирования облачной атмосферы с компенсацией фонового излучения // Радиотехнические и телекоммуникационные системы. – 2015. – №1(17). – С. 5 – 12.

7. Цейтлин Н.М. Антенная техника и радиоастрономия. - М.: Сов. радио, 1976. – 352с.

С.М. Черняков;
В.А. Турянский;
А.Д. Гомонов
кандидат технических наук
Полярный геофизический институт, г.Мурманск

ВЗРЫВ МЕТЕОРА НАД СЕВЕРНОЙ ФИНЛЯНДИЕЙ 16 НОЯБРЯ 2017 ГОДА: ВОЛНОВЫЕ ЭФФЕКТЫ В ВЫСОКИХ ШИРОТАХ

16 ноября 2017 г. в 16:40:22 UT над Северной Финляндией произошел мощный взрыв метеора. Вторжение метеора зафиксировано камерой всего неба на радиофизическом полигоне «Верхнетуломский», а реакция ионосферы на этот взрыв наблюдалась на радаре частичных отражений на радиофизическом полигоне «Туманный». После взрыва в амплитуде обыкновенной волны появились значительные возмущения на высотах 85-95 км. По временному спектру вариаций амплитуды обыкновенной волны были идентифицированы периоды, соответствующие резонансным атмосферным модам: периоду акустического обрезания и периоду Бранта-Вяйсяля, а также рассчитаны температура атмосферы и скорость звука на высоте мезопаузы.

Ключевые слова: метеор, ионосфера, высокие широты, акустико-гравитационные волны

ВВЕДЕНИЕ

Волновые процессы от искусственных и естественных источников высокой энергии, развивающиеся в атмосфере Земли, играют важную роль в формировании структуры и динамики ионосферы [1]. Пролет и разрушение крупных метеоров в атмосфере сопровождается появлением волновых возмущений различной природы: акустико-гравитационных, электромагнитных и сейсмических. Основным источником возмущений в атмосфере при взрывах метеороидов является ударная волна. Возмущения от пролета и взрыва метеора распространяются в атмосферных волноводах, сформированных на различных высотах градиентами температуры, скорости и направления ветра, на расстояния в сотни и тысячи километров. В ряде работ рассматривались вопросы генерации и распространения акустико-гравитационных волн (АГВ) [2] и магнитогидродинамических (МГД) волн [3] во время подобных событий.

Эффектам в ионосфере, вызванным различными источниками возмущений естественного и техногенного происхождения, посвящено большое количество работ. Из-за трудности измерения параметров среды на этих высотах и одновременного действия различных источников возмущений до конца остаются неопределенными механизмы генерации и переноса возмущений в средней атмосфере [4]. Исследования реакции полярной нижней ионосферы на пролеты метеороидов выполняются эпизодически [5], поэтому необходимо увеличивать объем наблюдений, особенно в высоких широтах.

В работе представлены исследования изменений характеристик частично отраженного радиосигнала во время взрыва метеора. Результаты получены на основе данных радара частичных отражений Полярного геофизического института, расположенного на радиофизическом полигоне (р.ф.п.) «Туманный» (69.0 с.ш., 35.7 в.д.) [6]. Проекция траектории метеора на Землю построена по снимкам камеры всего неба (р.ф.п. «Верхнетуломский», 68.59 с.ш., 31.75 в.д.).

РЕЗУЛЬТАТЫ НАБЛЮДЕНИЙ И ОБРАБОТКИ ДАННЫХ

Мощный взрыв метеора произошел 16 ноября 2017 г. в 16:40:20 UT над Северной Финляндией (68.7 с.ш., 23.8 в.д.). На рис.1 представлены последовательные кадры (экспозиция ~1сек) пролёта метеора, зафиксированные камерой всего неба на р.ф.п. «Верхнетуломский». Метеор вторгся в

плотные слои атмосферы примерно в 16:40:15 UT, его видимый пролёт продолжался около четырёх секунд при значительном увеличении яркости свечения вследствие быстрого разогрева метеорного вещества. На четвёртой и пятой секундах регистрации наблюдалась осветившая весь небосвод яркая вспышка, вызванная взрывным разрушением метеора, при этом, наблюдалось увеличение яркости рассеянного света в области зенита более чем в 40 раз по отношению к фоновому свечению ночного неба.

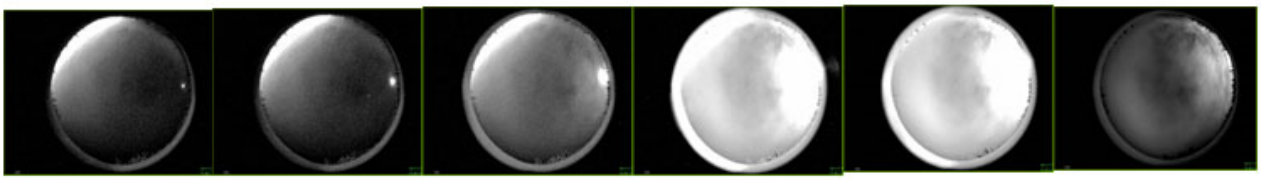


Рис. 1. Взрыв метеора, зафиксированный камерой всего неба

Реакция ионосферы на этот взрыв наблюдалась также на радаре частичных отражений на р.ф.п. «Туманный» (рис. 2). На рисунке белая штриховая линия, идущая с юга к месту взрыва метеора, указывает направление движения метеора к месту взрыва. Расстояние от места взрыва до р.ф.п. «Туманный» равно приблизительно 496 км.

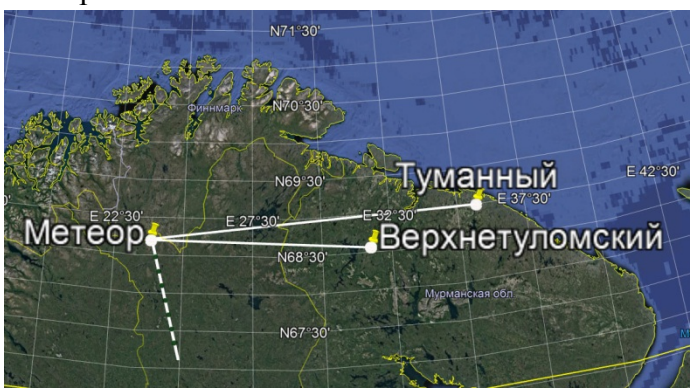


Рис. 2. Место взрыва метеора и положение р.ф.п. «Верхнетуломский» и «Туманный»

На рис. 3 приведено двумерное распределение амплитуды обыкновенной волны, полученное по данным радара частичных отражений на временном интервале от 16:20 UT до 19:00 UT, включающем момент взрыва метеора (вертикальная прерывистая линия). Эллипсом выделен участок возмущений в амплитуде, появившийся после взрыва метеора.

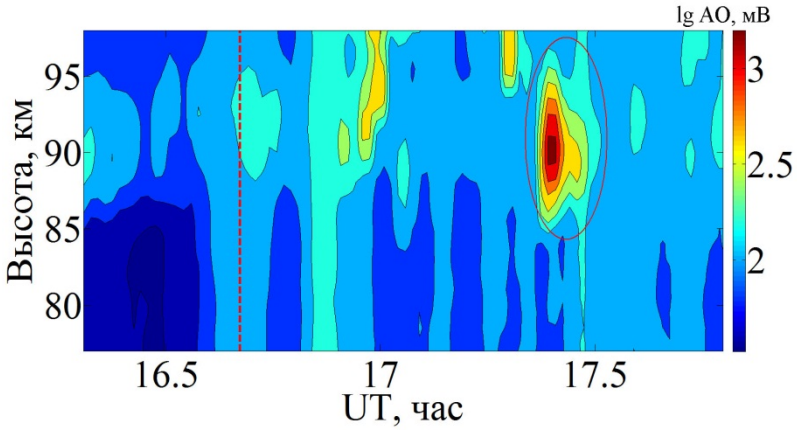


Рис. 3. Двумерное распределение амплитуды обыкновенной волны 16 ноября 2017 г.

Поскольку разрушение метеора в результате взрыва сопровождается появлением ударной волны, то в месте образования ударных волн их амплитуда значительна, прежде всего, из-за скачка давления. Скорость распространения таких волн зависит от мощности взрыва и может существенно превышать скорость звука на ионосферных высотах. Отметим, что ударные волны,

в свою очередь, являются источником акустико-гравитационных волн (АГВ). Наблюдавшееся в данном случае возмущение имело длительность около 9 мин (рис. 3).

На основании вышеприведённого двумерного распределения (рис. 3) в диапазоне периодов от 2 мин до 11 мин построен временной спектр плотности мощности обыкновенной волны, частично отражённой от области D на высоте 90 км, на которой наблюдались максимальные значения интенсивности спектральных компонент радиосигналов (рис. 4). Спектр мощности содержит чётко выраженные компоненты. В результате анализа данных спектральных линий на основе теории АГВ и эмпирической модели состава и температуры атмосферы NRLMSISE-00 были идентифицированы периоды колебаний с периодами τ_a=4.19 мин и τ_g=4.64 мин, соответствующие резонансным частотам атмосферы: частоте акустического обрезания τ_a и частоте Бранта-Вяйсяля τ_g. Спектральные максимумы, для которых $\tau < \tau_a$ принадлежат акустическим модам (инфразвук), а максимумы для $\tau > \tau_g$ относятся к гравитационным модам [1]. Примечательно, что самый интенсивный спектральный максимум с периодом τ_m = 9.22 мин кратен периоду Бранта-Вяйсяля для рассматриваемой в данном случае высоты атмосферы: $\tau_m = 2\,\tau_g$.

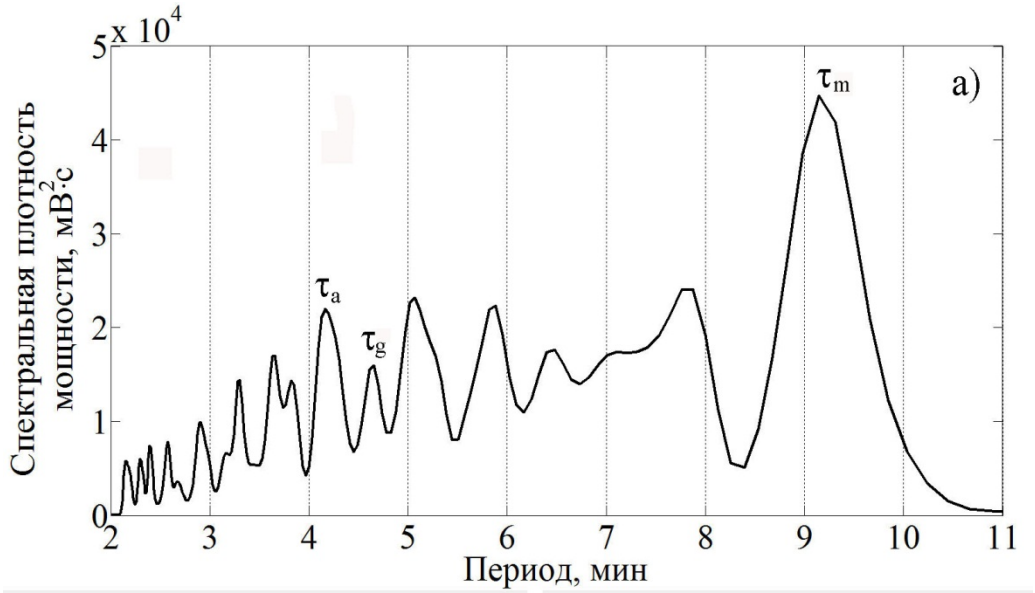


Рис. 4. Спектральная плотность мощности частично отраженной обыкновенной радиоволны на высоте 90 км

Полученные значения периодов атмосферных резонансов соответствуют температуре и скорости звука на высоте 90 км: ~189 K и 275 м/с, соответственно. В предположении, что вызвавший появление ионосферного возмущения волновой пакет распространялся в атмосферном волноводе у основания термосферы в слое с инверсией температуры, вычислена длина пути пройденного волновым пакетом с момента взрыва метеора до пункта наблюдения, равная приблизительно 660 км. Это расстояние включает длину волновода и наклонный участок пути до высоты волновода.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, из вышеизложенного следует, что взрыв метеора вызвал резкий рост атмосферного давления над местом его падения на стратосферных высотах и формирование волнового пакета АГВ, распространявшегося наклонно вверх. На высотах основания термосферы в области температурной инверсии волновой пакет был захвачен в атмосферный волновод, что

вызвало при дальнейшем волноводном распространении модуляцию ионосферных параметров над установкой частичных отражений на р.ф.п. «Туманный».

Список используемых источников

1. *Госсард Э., Хук У.* Волны в атмосфере. - Москва: Мир, 1978. - 532 с.
2. *Голицын Г.С., Григорьев Г.И., Докучаев В.П.* Излучение акустико-гравитационных волн при движении метеоров в атмосфере // Изв. АН СССР. Физика атмосферы и океана. - 1977. - Т. 13. - С. 926-935.
3. *Сорокин В.М, Федорович Г.В., Ферберг В.А., Шашунькина В.М., Юдович Л.А.* Ионосферные эффекты падения "Скайлэб" // Ионосферное прогнозирование. - М.: Наука, 1982. - С. 138-143.
4. *Ахмедов Р.Р., Куницын В.Е.* Моделирование ионосферных возмущений, вызванных землетрясениями и взрывами // Геомагнетизм и аэрономия. - 2004. - Т. 44, № 1. - С. 105-112.
5. *Терещенко В.Д., Терещенко В.А, Оглоблина О.Ф., Черняков С.М.* Ионосферные эффекты Челябинского метеорита по данным радиозондирования полярной нижней ионосферы // Труды III Всероссийской научной конференции «Проблемы военно-прикладной геофизики и контроля состояния природной среды», 14-17 апреля 2014 г., Санкт-Петербург / под. общ. ред. М.М. Пенькова. - Санкт-Петербург: ВКА имени А.Ф. Можайского, 2014. - Т.2. - С.145-151.
6. *Терещенко В.Д., Васильев Е.Б., Овчинников Н.А., Попов А.А.* Средневолновый радиолокатор Полярного геофизического института для исследования нижней ионосферы: сборник научных трудов // Техника и методика геофизического эксперимента. Апатиты: Изд. КНЦ РАН, 2003. С. 37-46.

Н.Е. Чубарова,
Ю.М.Тимофеев,
Я.А. Виролайнен,
А.В. Поляков

ОЦЕНКИ УФ ИНДЕКСОВ В ПЕРИОДЫ ПОНИЖЕННОГО СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НАД РОССИЕЙ ЗИМОЙ-ВЕСНОЙ 2016 ГОДА

Известно, что значение общего содержания озона (ОСО) в значительной степени определяет уровень УФ радиации на земной поверхности. Аномальные значения ОСО, часто называемые озонными мини-дырами, наблюдаются в северном полушарии довольно регулярно. В 2016 г. в конце января на станциях российской наземной озонометрической сети над севером Урала и Сибири впервые зафиксированы значения ОСО, меньшие 220 е.Д., т. е. по наиболее популярному (но не единственному) критерию, наблюдались озонные мини-дыры (ОМД). Аномалии содержания озона над территорией России наблюдались и феврале - марте 2016 года. Выполненные вычисления УФ радиации для районов России с наблюдавшимися аномалиями ОСО в первом квартале 2016 года дают представление о том, что понижения озона в зимнее время в северных регионах Сибири даже до уровней так называемой озоновой дыры не является критичным. В то время как гораздо более слабые изменения озона в начале весны могут приводить уже к опасным уровням эритемной УФ радиации, когда уже требуется защита от солнечного излучения.

Работа выполнена при финансировании гранта РНФ No. №14-17-00096.

В.А. Шаповалов
Высокогорный геофизический институт, г.Нальчик

ОБЪЕДИНЕНИЕ И КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ ДАННЫХ РАДИОЛОКАЦИОННОЙ И ГРОЗОПЕЛЕНГАЦИОННОЙ СЕТЕЙ

Для обнаружения и предупреждения об опасных быстроразвивающихся конвективных явлениях в атмосфере разработано автоматизированное рабочее место приема, комплексного анализа и отображения радиолокационной, спутниковой, грозорегистрационной и другой метеорологической информации в региональном масштабе.

Поддерживаются действия: отображение пространственной структуры полей облачности, осадков и гроз на фоне карты местности; отображение карт опасных явлений погоды; анализ эволюции облачных структур, направления и скорости перемещения облаков, облачных систем и опасных явлений погоды.

Объединение данных от нескольких источников метеорологической информации обеспечивает повышение информативности системы и надежность предупреждений.

Ключевые слова: радиолокация, грозопеленгация, совмещение данных, идентификация явлений погоды, автоматизированное рабочее место.

ВВЕДЕНИЕ

В настоящее время в радиометеорологии широко внедряются информационные системы, в задачи которых входит объединение результатов наблюдений нескольких МРЛ с пересекающимися областями обзора пространства [1]. Такое объединение информации нескольких МРЛ позволяет получать единую комплексную радиолокационную карту региона (или целой страны), информативность которой значительно выше, чем от отдельных радиолокаторов. Суммарные за интервал времени карты опасных явлений позволяют оценить полную площадь, подверженную воздействию гидрометеорологических процессов.

Для обнаружения и предупреждения об опасных быстроразвивающихся конвективных процессах на территории Южного и Северо-Кавказского федеральных округов в Высокогорном геофизическом институте разработано АРМ приема, комплексного анализа и отображения радиолокационной, грозопеленгационной, спутниковой и наземной (автоматические метеостанции) метеорологической информации [2-4]. В данной работе представлено описание программного обеспечения, методы и алгоритмы обработки данных дистанционного зондирования атмосферы.

КОМПЛЕКСНЫЙ АНАЛИЗ И ОТОБРАЖЕНИЕ РАДИОЛОКАЦИОННЫХ КАРТ

Метеорологическая информация на АРМ поступает по каналам связи от радиолокаторов МРЛ-5, новых доплеровских радиолокаторов ДМРЛ-С, грозопеленгационной системы, автоматических метеостанций и других источников. Распознавание грозоградовых облаков осуществляется радиолокационными методами с учетом данных грозопеленгации [5-7]. Алгоритмы текущего прогноза динамики метеоявлений основаны на аппрокцимации и экстраполяции данных, и на формализации полученных при исследовании конвективных процессов закономерностей.

Автором разработано прикладное программное обеспечение, которое выполняет следующие функции: прием данных; отображение пространственной структуры полей облачности, осадков и гроз на фоне карты местности; отображение карт опасных явлений погоды (ливневые осадки, грозы) на фоне карты административных границ районов края; анализ эволюции облачных структур, направления и скорости перемещения облаков, облачных систем и опасных явлений погоды.

Примеры полученных на АРМ карт штормооповещения по ЮФО и СКФО представлены на рисунках 1 – 4. На рисунке 1 приведена сшивка радиолокационной информации с нескольких МРЛ за 10 минутный интервал времени. в высоком разрешении (250м), которое обеспечивают современные радиолокаторы.

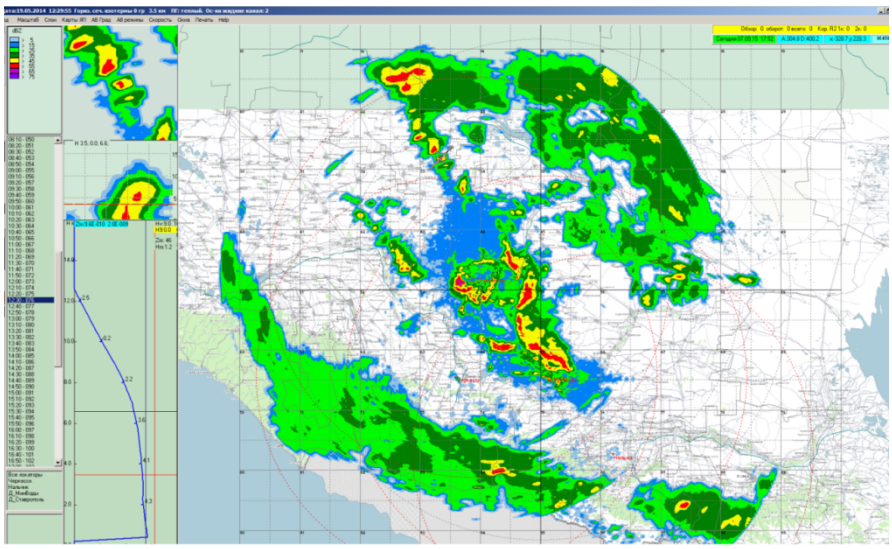


Рис.1. Карта радиоэхо облачности по Северному Кавказу с нескольких МРЛ

На рисунке 2 приведено распределение грозовых разрядов на территории Северного Кавказа за 10 минутный интервал времени в мае месяце 2013 г по данным LS8000. Слева на рисунке 2 показана цветовая палитра - разбиение по интервалам количества разрядов в грозовых облаках за время наблюдения.

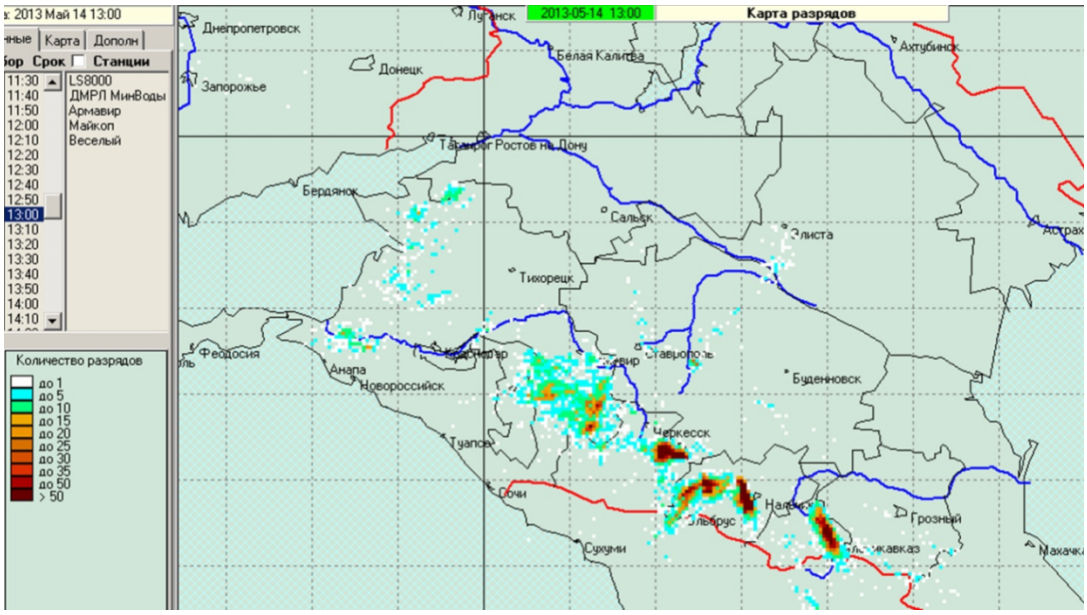


Рис.2. Режим отображения грозовых разрядов (внутриоблачных и облако-земля) за интервал времени 10 мин на территории ЮФО и СКФО. Шкала градаций соответствует количеству разрядов на 1 км^2.

Разработанное ПО позволяет выполнять совмещение радиолокационных, грозопеленгационных и спутниковых данных. Пример карты с объединенной информацией радиолокаторов и грозопеленгатора приведен на рисунке 3.

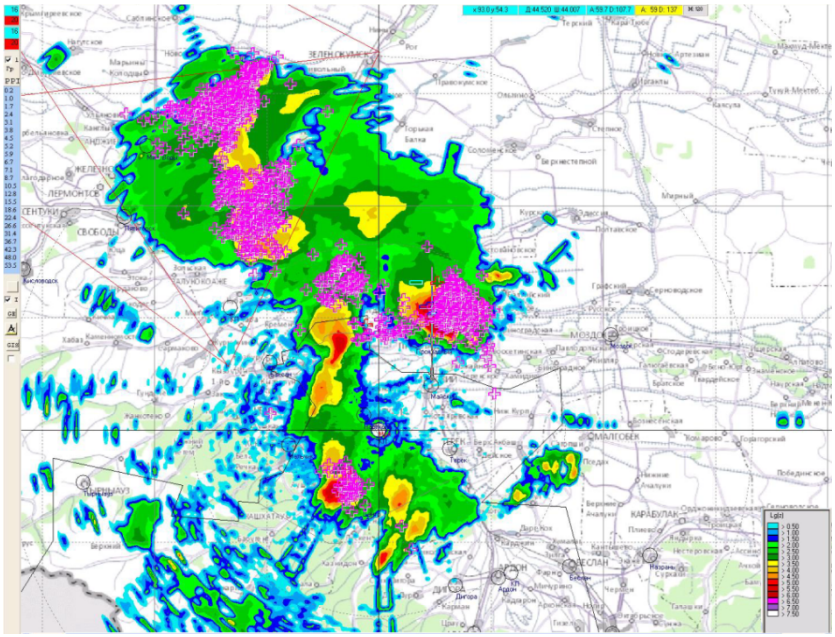


Рис. 3. Комплексная карта грозового процесса с внутриоблачными разрядами

Разработанное ПО предназначено для формирования единых композитных карт явлений погоды в региональном масштабе (рисунок 4). Приведены идентифицированные явления погоды по данным нескольких МРЛ и грозопеленгационной системы. Круги обозначают радиус действия отдельных МРЛ.

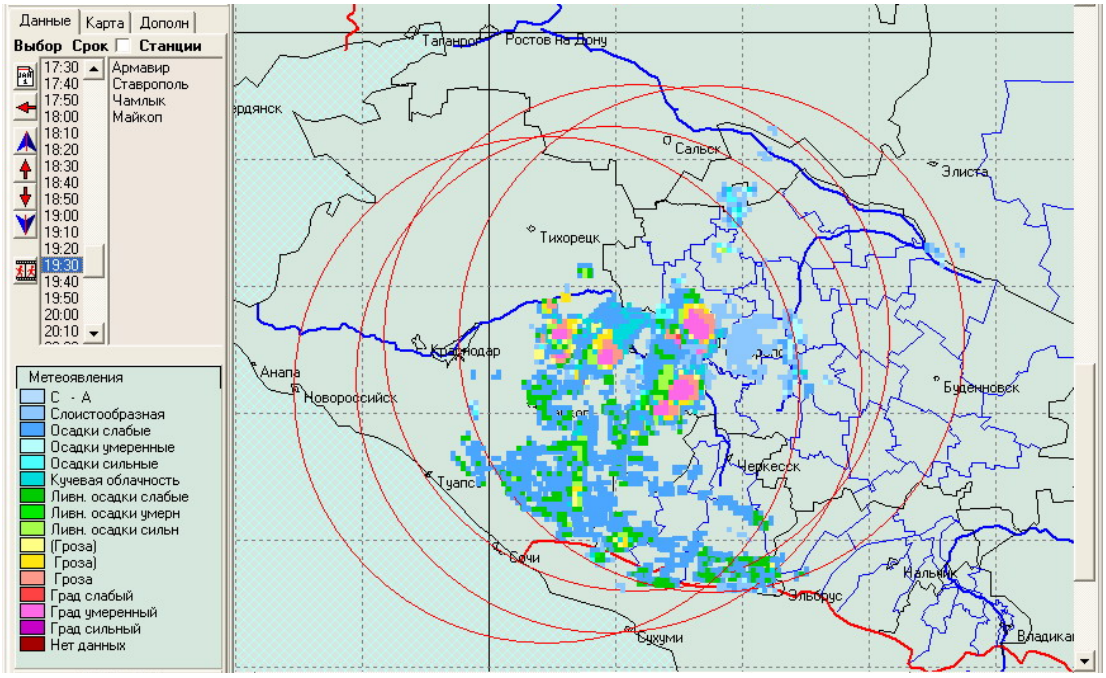


Рис. 4. Комплексная карта явлений погоды на территории ЮФО и СКФО.

АРМ объединения радиолокационной, грозопеленгационной и спутниковой информации позволяет повысить надежность предупреждений об опасных гидрометеорологических процессах за счет дублирующей или компенсирующей информации (при отсутствии данных в одном из каналов).

В ПО использованы алгоритмы и критерии распознавания опасных конвективных процессов из работы [7].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В условиях повышения частоты стихийных явлений и катастроф человечество должно совершенствовать методы и средства обеспечения безопасных условий жизнедеятельности.

Разработано программно-математическое обеспечение объединения радиолокационной и грозопеленгационной информации, которое отличается высокой эффективностью определения опасных явлений погоды за счет использования кроме радиолокационной, ещё информации о грозовых разрядах с грозорегистрационной системы и спутниковых данных. Программное обеспечение применяется в центрах штормового оповещения и военизированных службах для формирования композитных карт опасных явлений погоды в масштабе Северо-Кавказского региона.

Разработанные программные средства дают возможность оповещения и заблаговременной подготовки специальных служб, населения и хозяйственных объектов к предотвращению ущерба от приближающихся мощных грозоградовых и ливневых облаков.

Список используемых источников

1. *Базлова, Т.А., Бочарников Н.В, Брылев Г.Б. и др.* Метеорологические автоматизированные радиолокационные сети. – Л.: Гидрометеоиздат, 2002. – 331с. (40)
2. *Аджиева, А.А, Шаповалов В.А., Машуков И.Х.* Методы обработки и представления радиолокационной метеорологической информации на территории Северного Кавказа// Известия высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. Физика атмосферы. – 2010. – С.12-17.
3. *Аджиева, А.А., Шаповалов В.А., Машуков И.Х. и др.* Обнаружение и распознавание опасных конвективных процессов радиотехническими средствами// Известия Высших учебных заведений. Северо-Кавказский регион. Естественные науки. - №1 (179). - 2014.- С. 59-62.
4. *Adzhieva, A.A., Shapovalov, V.A., Boldyreff, A.S.*, 2017: Development of thunderstorm monitoring technologies and algorithms by integration of radar, sensors and satellite images. Proc. SPIE 10424, Remote Sensing of Clouds and the Atmosphere XXII, 104240H (20 October 2017); doi: 10.1117/12.2299289.
5. *Довиак Р., Зрнич Д.* Доплеровские радиолокаторы и метеорологические наблюдения. - Л.: Гидрометеоиздат, 1988.
6. *Степаненко В. Д.* Радиолокация в метеорологии. 2-е изд. - Л.: Гидрометеоиздат, 1973. - 343 с.
7. Руководство по производству наблюдений и применению информации с неавтоматизированных радиолокаторов МРЛ-1, МРЛ-2, МРЛ-5. РД 52.04.320-91. -Л.: Гидрометеоиздат, 1993. - 358 с.

В.Н. Шулейкин*
доктор физико-математических наук;
Г.Г. Щукин **
доктор физико-математических наук, профессор;
В.М. Петроченко **
кандидат технических наук, доцент;
* Институт проблем нефти и газа РАН;
** Военно-космическая академия имени А.Ф. Можайского

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ АТМОСФЕРНОГО ЭЛЕКТРИЧЕСКОГО ПОЛЯ ПРИ РЕШЕНИИ ПРИКЛАДНЫХ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ЗАДАЧ

Построено модельное представление связей водорода, метана, радона и атмосферного электрического поля. Представлены результаты контрастных вариаций атмосферного электрического поля над геологическими неоднородностями с повышенной концентрацией водорода и метана в шлейфах

ВВЕДЕНИЕ

Первое экспериментальное подтверждение связей электрических параметров атмосферы с процессами в земной коре, было получено в конце XIX в Императорской метеорологической обсерватории в Токио. Анализ годового массива данных выявил наличие аномальных вариаций потенциала атмосферы до и после сейсмических событий в Японии [9]. На сегодняшний день можно найти несколько десятков работ, иллюстрирующих аномалии атмосферного электрического поля – АЭП перед сейсмическими событиями [2,3].

Объемный заряд приземного воздуха обязан своим происхождением ионизации эксхалирующим почвенным радоном [5,6]. Этот эффект использовался летом 1914 года в работах Московской радиевой экспедиции в Фергане при поисках радиоактивных руд [8]. В 1919 году в лабораторных условиях по уровню ионизации С.М. Курбатовым исследовались образцы горных пород, отобранные в Минусинском крае.

С учетом периода полураспада радона τ_{Rn} = 3,8суток, его перенос к поверхности земли осуществляется с глубины 4-6 м. Молекулярный вес радиоактивного газа – 222 исключает возможность его обособленной субвертикальной миграции. Эксперименты последних лет показали, что ионизатор переносится пузырьковыми образованиями двух летучих газов – водородом и метаном [5,6].

Полученный материал позволяет построить модель водород-метан-радоновых и атмосферно-электрических связей. Субвертикальный поток водорода и метана захватывает радон с глубины 4-6 метров и выносит его в приповерхностные слои грунта и атмосферу. Образуемые в ходе ионизации в атмосфере легкие ионы определяют полярные проводимости; их рекомбинация с нейтральными ядрами конденсации задает атмосферное электрическое поле (АЭП).

Содержание радона грунта не мене чем в 100 раз превышает содержание радона атмосферы [4]. Это значит, что изменение выноса ионизатора в атмосферу в 2 раза не скажется на содержании радона грунта. Однако в приповерхностной атмосфере подобные изменения приведут двукратному изменению концентрации эксхаляции радона, к двукратному изменению АЭП. Другими словами, АЭП будет крайне чувствительно к изменениям плотности субветикальных потоков газов-носителей – водорода и метана.

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В ШЛЕЙФАХ МЕТАНА И ВОДОРОДА

На поле концентраций метана в тропосфере оказывает влияние нефтегазоносность недр. Например, содержание CH_4 в тропосфере над нефтяными и газовыми структурами Бухаро-Чарджоуской тектонической ступени в 1,2–1,5 раза выше среднепланетарных. Натурные исследования показали, что внутри проекции контура нефтяной залежи на поверхность земли имеет место рост концентрации горючего газа в приповерхностных слоях грунта, рис. 1 [1]. Работы выполнялись путем отбора образцов почвенного воздуха для последующего лабораторного анализа на содержание метана. Отношение средней концентрации метана над

залежью и над вмещающими породами в режиме фонового отбора проб ~ 1,7; при вибровоздействии заметно выше ~ 2,8.

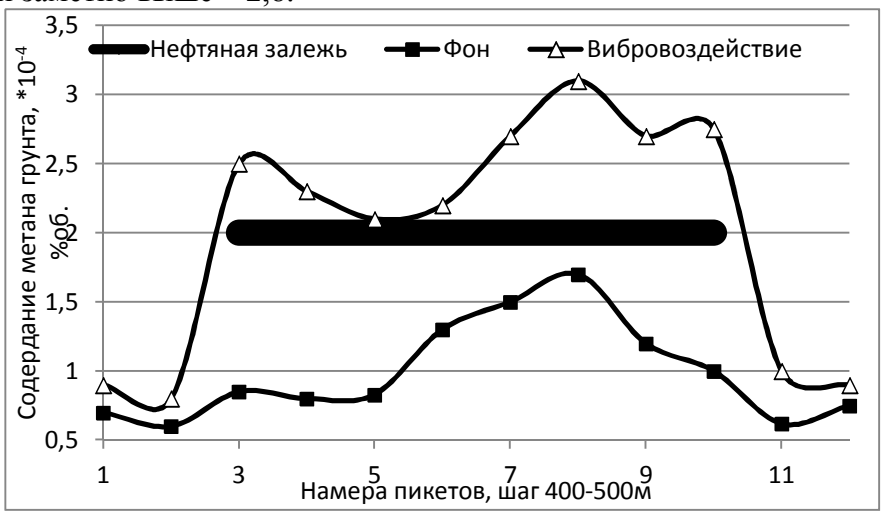


Рис. 1 Содержание метана грунта на профиле, секущем нефтяную залежь до – фон, и после вибровоздействия [1]

Первые результаты профильных наблюдений АЭП были получены на территории 3-его Речицкого нефтепромысла, Белоруссия [7]. Измерения проводились дважды: первый раз летом 1989 года в непосредственной близости от только что пущенной в эксплуатацию нефтяной скважины; повторно вариации АЭП на профиле которолировались 1992 году, после 3-х лет эксплуатации скважины – рис. 2. Как следовало ожидать, за 3 года спад поля над залежью существенно уменьшился – результат снижения внутрипластового давления в процессе эксплуатации, заводнения пласта, снижения плотности шлейфа углеводородов.

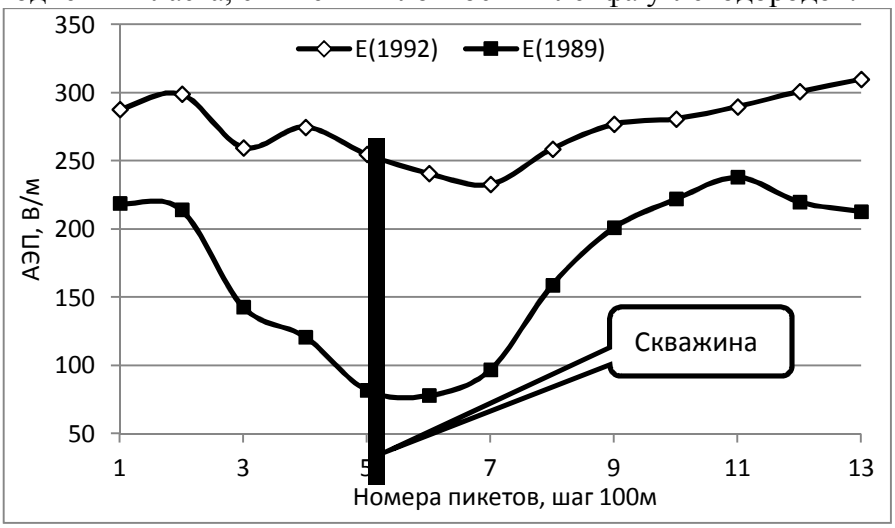


Рис. 2 Вариации атмосферного электрического поля у эксплуатационной скважины – 3 Речицкий нефтепромысел, Белоруссия

Аналогичный эффект удалось наблюдать в работах на Александровском нефтяном месторождении в Белоруссии. Здесь, помимо АЭП на наблюдательных пикетах контролировался радон грунта. С достоверностью ~ 0,8 вариации АЭП удалось представить как функцию объемной активности радона над залежью и за ее пределами: $E(Rn)_{залежь} = 553,3 – 119,2*Rn$ [В/м], $E(Rn)_{вне\ залежи} = 377,4 – 55,2*Rn$ [В/м]; Rn нормирован на 1Бк/л.

В 2001-2002 гг. проводились профильные наблюдения АЭП над зоной аварийного разлива нефтепродуктов, рис. 3. Присутствие нефтепродуктов увеличило концентрацию метана в приповерхностных слоях грунта, что повлекло за собой рост эксхаляции почвенного радона, т. е регистрируемый спад АЭП.

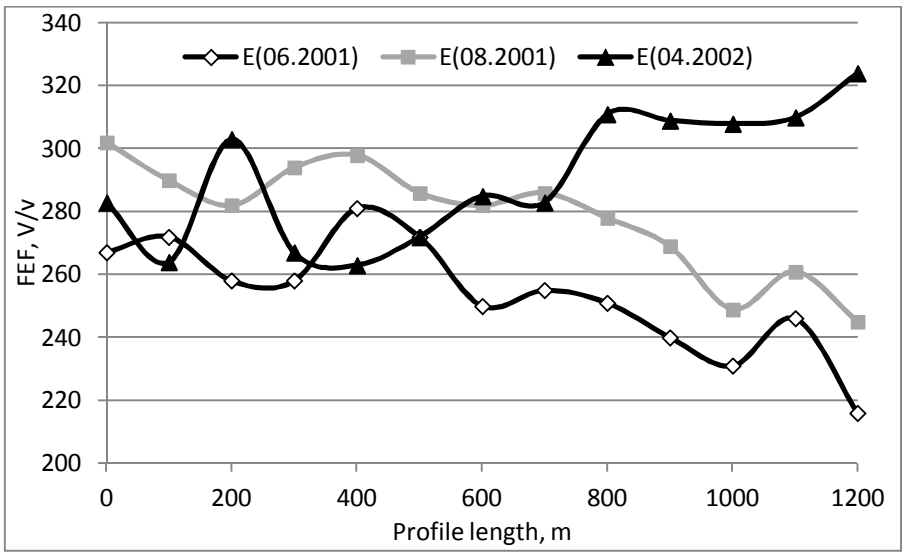


Рис. 3 Вариации АЭП над зоной аварийного разлива нефтепродуктов в ходе очистных мероприятий

В ходе очистных мероприятий содержание керосина в верховодке уменьшалось, что неизменно приводило к росту АЭП.

Электрохимические процессы в шапке рудного тела приводят к выделению водорода. Профильные работы на ильменит-магнетитовом рудопроявлении в Белоруссии показали наличие спада АЭП над зоной проекции месторождения на поверхность земли – рис. 4.

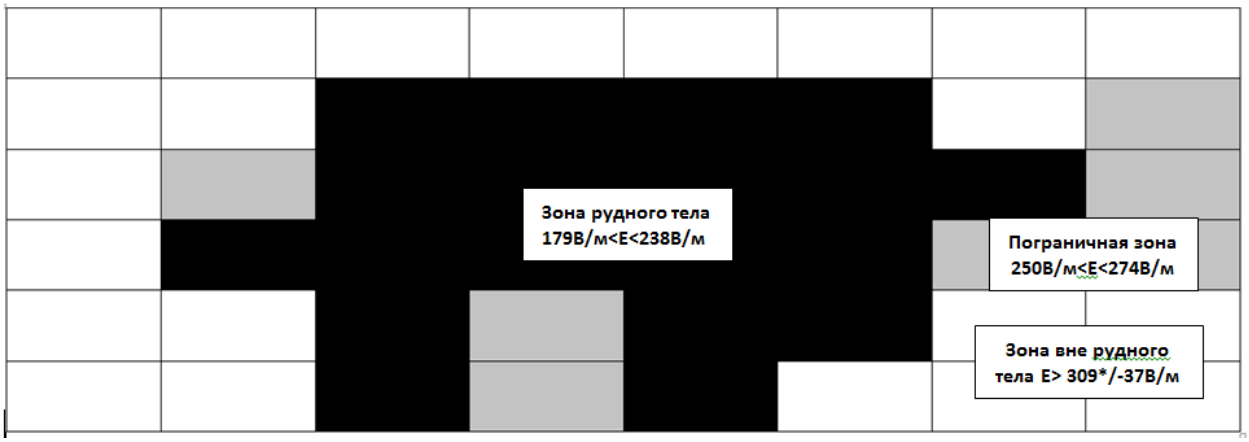


Рис. 4. Спад АЭП над зоной проекции ильменит-магнетитового рудопроявления на поверхность земли

АТМОСФЕРНОЕ ЭЛЕКТРИЧЕСКОЕ ПОЛЕ В ЗОНАХ ИНТЕНСИФИКАЦИИ ВОЗДУХООБМЕНА ПОЧВА-АТМОСФЕРА

В рассмотренных примерах спад АЭП был вызван повышенной плотностью субвертикального потока одного из газов-носителей. В зонах разуплотнения грунта естественного или искусственного происхождения можно наблюдать аналогичные эффекты, но уже за счет увеличения воздухообмена почва-атмосфера. В первую очередь это зоны разломов, рис. 5. Отрезки кривых на пересечении с разломом отмечены укрупненными маркерами.

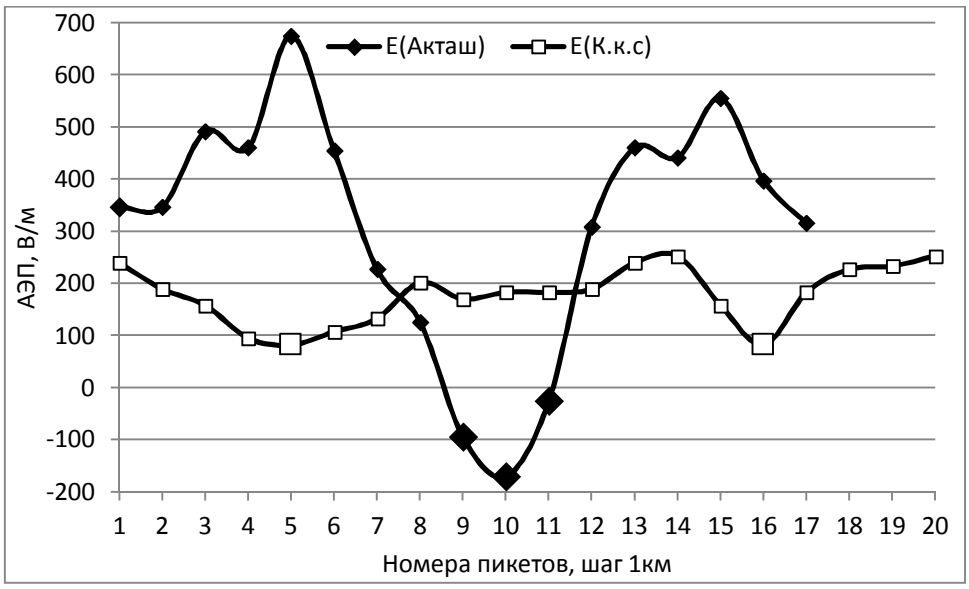


Рис. 5 Вариации АЭП над разломными зонами реки Акташ - Е(Акташ) (Дагестан) и Калужской кольцевой структурой – Е(К.к.с)

Близкий результат был получен при работах на профиле общей длиной 13,7км, где было найдено резкое увеличение мощности осадочных пород.

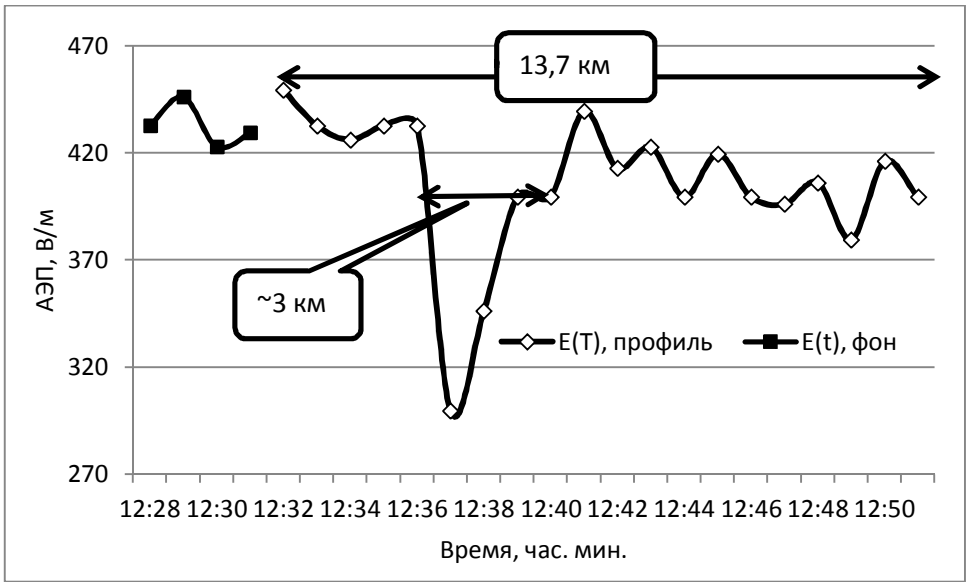


Рис. 6 Вариации АЭП над областью резкого понижения кровли фундамента – увеличения мощности осадочных пород

Газопроницаемость осадочных пород естественно больше коренных. Отсюда и рост плотности потока водорода и метана, рост эксхаляции радона и неизбежный спад АЭП.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Представленные результаты позволяют говорить об атмосферном электрическом поле, как о полноправном геофизическом параметре, который можно эффективно использовать для исследования геологических неоднородностей:

- АЭП-профилирование выполняется непрерывно с борта движущегося автотранспортного средства, что исключает возможность пропуска искомого геологического объекта;
- высокая скорость производства наблюдений позволяет рассматривать АЭП как рекогносцировочный параметр и как характеристику, позволяющую с малыми трудозатратами контролировать текущую динамику исследуемой неоднородности.

Список используемых источников

1. *Аммосов С.М., Войтов Г.И., Коробейник Г.С.*, и др. О двух типах газово-геохимических эффектов в поле вибрационного источника сейсмических колебаний // ДАН СССР. 1988. т. 301. № 1. С. 62-68.

2. *Бончковский В.Ф.* Измерения градиента электрического потенциала в атмосфере, как один из возможных предвестников землетрясений // Труды Геофизического института. 1954. №25 (125). С 192 – 206.

3. *Руленко О.П., Иванов А.В., Шумейко А.В.* Краткосрочный атмосферно-электрический предвестник камчатского землетрясения 6.III.1992, M=6,1 // Доклады РАН. 1992. т. 326. № 6. С. 980-982.

4. *Сисигина Т.И.* Измерения эксхаляции радона с поверхности горных пород// Сб. «Вопросы ядерной метеорологии» // М.: Госатомиздат. 1962.С. 104-111.

5. *Шулейкин В.Н.* Радон почвенного и атмосферного воздуха и дегазация Земли // Георесурсы, геоэнергетика, геополитика. 2010. вып. 1.Эл. № ФС77-36038.

6. *Шулейкин В.Н., Щукин Г.Г., Куповых Г.В.* Развитие методов и средств прикладной геофизики – атмосферно-электрический мониторинг геологических неоднородностей и зон геодинамических процессов. // СПб.: Типогрфия ЦОП РГГМУ. 2015. 206 с.

7. *Шулейкин В.Н., Щукин Г.Г.* Исследование вариаций атмосферного электрического поля в районах нефтяных и газовых месторождений // Метеорология и гидрология. 2015. № 2. С. 21-29.

8. *Щербаков Д.* Находки месторождений радиоактивных минералов специальными методами поисков // Природа. № 7-12. 1923 С. 97-100.

9. *Milne J.* Earthquakes in connection with electric and magnetic phenomena // Trans. Seismol. Soc. Jap. 1890. V. 15. P.135-162.

Ю.В. Ясюкевич;
А.М. Веснин;
С.В. Воейков;
А.В. Киселев;
Г.В. Котович;
В.И. Куркин;
А.А. Мыльникова;
А.В. Ойнац;
Л.В. Чистякова
Институт солнечно-земной физики СО РАН, г.Иркутск
Иркутский государственный университет, г.Иркутск

ВОЗМОЖНОСТИ ПРИЕМНИКОВ СИГНАЛОВ ГЛОБАЛЬНЫХ НАВИГАЦИОННЫХ СПУТНИКОВЫХ СИСТЕМ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО МОНИТОРИНГА РАДИОКАНАЛА: ПРОБЛЕМЫ И ПЕРСПЕКТИВЫ

Рассмотрено использование сигналов глобальных навигационных спутников систем для мониторинга радиоканала в квазиреальном времени. Обсуждаются проблемы, возникающие при решении данной задачи. Представлены результаты экспериментальных наблюдений на 3х трассах: Хабаровск-Торы, Магадан-Торы, Норильск-Торы с использованием оборудования ИСЗФ СО РАН.

Ключевые слова: ионосфера, полное электронное содержание, МПЧ, GPS, ГЛОНАСС, ГНСС, мониторинг.

ВВЕДЕНИЕ

В связи с непрерывным ростом требований, предъявляемых к системам связи и радиолокации, использующих ионосферный канал, в настоящее время актуально стоит вопрос своевременного получения информации о состоянии ионосферы [1]. Использование глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) для задач изучения ионосферы ведется достаточно давно (см. [2] и обзор в ней). При этом основные усилия уделяются исследованиям ионосферных неоднородностей на основе относительных фазовых измерений полного электронного содержания (ПЭС). Для технических задач больший интерес представляют абсолютные измерения критической частоты (а в идеале 3х-мерного распределения электронной концентрации, ЭК) [3], которые в дальнейшем могут использоваться для калибровки радиотехнических систем. Оценка критической частоты на основе данных полного электронного содержания возможна либо с использованием томографических методов, либо с использованием тех или иных моделей ионосферы на основе измерения абсолютного ПЭС [4]. При этом если говорить об использовании данных ГНСС для указанной задачи, зачастую возможно использовать только отдельные приемники, что приводит к невозможности применения, например, томографических методов.

В настоящей работе обсуждается использование отдельного приемника ГНСС для получения ПЭС и максимально применимой частоты (МПЧ) в квазиреальном времени с использованием модели IRI-Plas [5].

МЕТОДИКА

Оценка критической частоты на основе данных ПЭС с использованием ионосферных моделей может осуществляться либо на основе коррекции глобальных параметров (входных драйверов) этих моделей, либо на основе коррекции локальных параметров в точке интереса [6].

Следует отметить, что приемник ГНСС в любой точке земного шара наблюдает не менее 8 спутников GPS/ГЛОНАСС. Наблюдения осуществляются в различных направлениях (см. рис. 1, левая панель). При этом большинство подионосферных точек находится на расстоянии ~200-400 км от приемника (см. рис. 1, правая панель).

В настоящей работе критическая частота определялась по следующей методике:

1) Получение ПЭС с использованием групповых и фазовых измерений на двух частотах ГНСС GPS/ГЛОНАСС.

2) Получение абсолютного значения ПЭС, его градиентов и временной производной [7] каждые 30 секунд. С целью исключения «выбросов», которые могут возникать в результате измерений, проводится медианная фильтрация полученных временных рядов ПЭС и его градиентов с временным окном 20 минут.

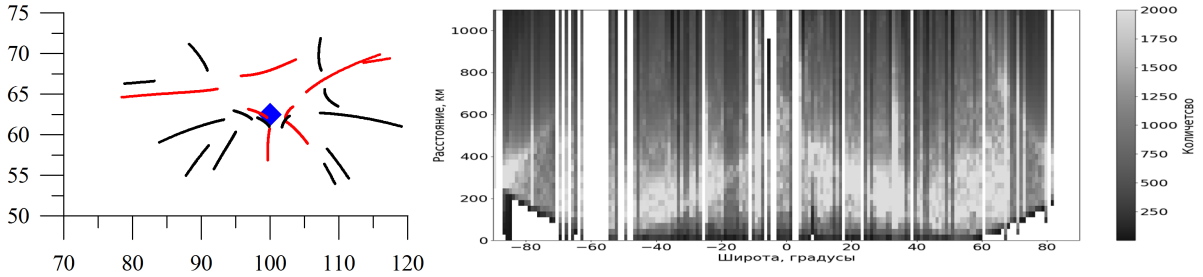


Рис.1. Подионосферные точки для систем GPS/ГЛОНАСС за один час (слева) и распределение частоты встречаемости дальностей наблюдений подионосферных лучей «спутник – приемник» на различных широтах (справа). Ромб отмечает положение выбранной станции.

3) Расчет критических частот F2-слоя ионосферы над приемником ГНСС с использованием модели IRI-Plas в двух режимах: с коррекцией по измеренному ПЭС ($foF2_{GNSS}$) и без коррекции ($foF2_{IRI}$).

4) Расчет корректирующего фактора $\tau = foF2_{GNSS}/foF2_{IRI}$.

5) Расчет критической частоты в заданной точке $foF2(\theta,\varphi) = foF2_{IRI}(\theta,\varphi)\cdot\tau$, где $foF2_{IRI}(\theta,\varphi)$ – это модельное значение критической частоты над заданной точкой (θ,φ), рассчитанное по модели IRI-Plas.

Рассчитанное в п. 5 значение критической частоты далее может быть использовано для коррекции ионосферных моделей и расчета МПЧ для заданной радиотрассы одним из методов расчета характеристик распространения КВ-радиоволн. В данной работе расчет МПЧ проводился методом кривых передач (метод Смита) [8]. Метод кривых передач позволяет с достаточной точностью рассчитывать характеристики КВ-распространения на односкачковых радиотрассах (до 3000 км). Входной характеристикой ионосферы в этом методе расчета является высотно-частотная характеристика (ВЧХ). Для восстановления ВЧХ в средней точке радиотрассы в данной работе использовалась оперативная полуэмпирическая модель ионосферы (ОПЭМИ) [9] с коррекцией по рассчитанной в п. 5 критической частоте. Возможно также использовать и более совершенные методы расчета, в частности, метод нормальных волн [10], который позволяет учитывать градиенты вдоль радиотрассы.

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В ходе работы был проведен анализ использования приемника ГНСС, установленного в г. Иркутск (ИСЗФ СО РАН), для анализа МПЧ по результатам наклонного зондирования (НЗ) на 3х наклонных трассах: Хабаровск-Торы, Магадан-Торы, Норильск-Торы. Сравнение с данными ручной обработки ионограмм представлено на рис. 2. Можно видеть высокую корреляцию полученных оценок МПЧ по данным ГНСС с реальными измерениями МПЧ на всех 3х трассах. Отсутствие измерений в данных НЗ связано с поглощением на трассе (и отсутствием данных в первый день измерений на трассе Норильск-Торы).

В среднем ошибку <30% имеют ~90%, 95%, 85% измерений на трассах Хабаровск-Торы, Магадан-Торы, Норильск-Торы, соответственно.

ПРОБЛЕМАТИКА

1) Метод оценки МПЧ на основе данных ГНСС не учитывает поглощение на трассе. Данный факт хорошо виден на рис. 2, где ГНСС измерения присутствуют на участках, на которых данные НЗ отсутствуют.

2) Безусловно, проблемой определения критической частоты является проблема соответствия модельного и реального профиля ЭК и, соответственно, взаимосвязь ПЭС и foF2.

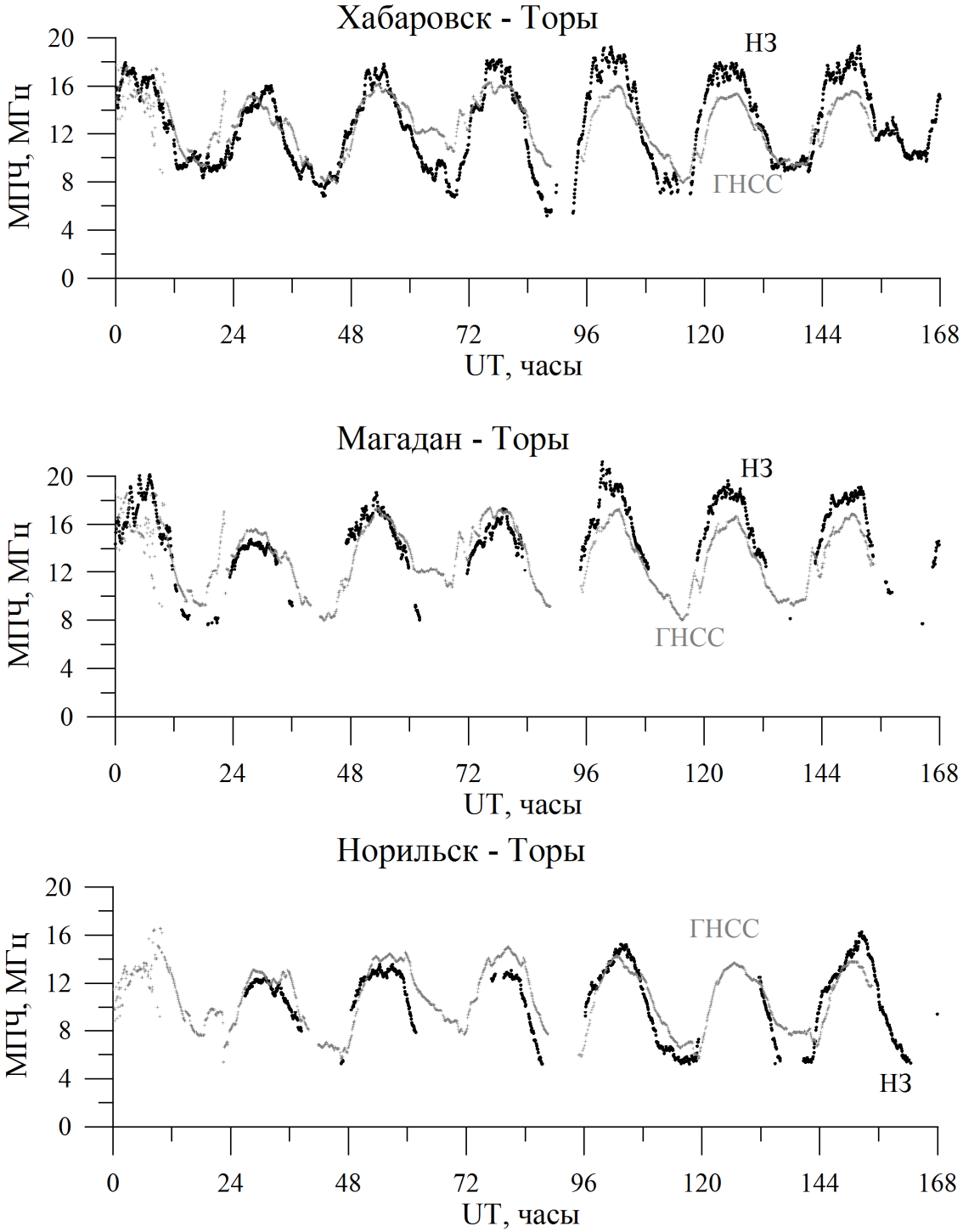
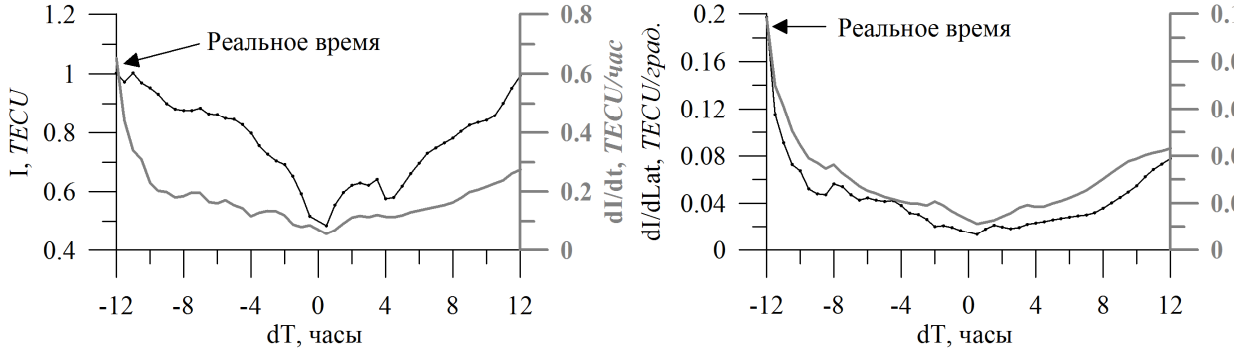


Рис.2. Динамика МПЧ по данным наклонного зондирования (НЗ, черные точки) и ГНСС (серые точки) для трасс Хабаровск-Торы, Магадан-Торы, Норильск-Торы за 7 дней.

3) При расчете МПЧ для заданной радиотрассы требуется пространственная экстраполяция измерений из точки расположения приемника ГНСС в среднюю точку. В данном случае она осуществляется на основе модели IRI-Plas. При этом реальные градиенты могут сильно отличаться от модельных, особенно в условиях прохождения перемещающихся ионосферных возмущений (ПИВ).

4) Значительной проблемой является учет плазмосферы, оказывающей существенное влияние на ПЭС, но слабо влияющей на foF2. Переоценка МПЧ по данным ГНСС в ночные часы может быть связана с не воспроизводимой моделью динамикой плазмосферы.

5) Одной из существенных проблем является оценка ионосферных параметров в режиме времени близкому к реальному. Особенно это относится к оценке градиентов ПЭС, которые могли бы использоваться для учета реальных градиентов при пространственной экстраполяции. В настоящее время методика оценки ПЭС использует историю данных за предыдущие сутки и на выходе дает ряд данных абсолютных параметров за сутки. При этом, ошибки являются максимальными как раз для конца интервала (см. рис. 3), т.е. для момента времени наибольшего интереса.



б)

Рис.3. Ошибка определения ПЭС I (левая панель, черная кривая), временной производной ПЭС dI/dt (левая панель, серая кривая), градиентов ПЭС (правая панель) по широте dI/dLat (черная кривая) и долготе dI/dLon (серая кривая) при разном удалении от середины интервала.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Использование данных ГНСС позволяет осуществлять оценки критической частоты и МПЧ в области интересов. Одним из плюсов является стабильность измерений даже в условиях магнитных бурь. При этом существует ряд проблем, которые необходимо учитывать при использовании данных, включая особенности измерений в реальном времени.

Обработка и анализ экспериментальных данных ГНСС выполнены за счет гранта Российского научного фонда (проект №17-77-20005). Обработка и интерпретация ионозондовых измерений выполнена в рамках базового финансирования программы ФНИ II.16. Экспериментальные результаты получены с использованием оборудования Центра коллективного пользования «Ангара» http://ckp-rf.ru/ckp/3056/.

Список используемых источников

1. *Ткачёв Г.Н.* Проблема оперативного обеспечения современных средств дальней радиолокации геофизическими данными // Тезисы докладов Международной байкальской молодежной научной школы по фундаментальной физике. 11–16 сентября 2017 г., С. 7-9. http://bsfp.iszf.irk.ru/images/2017/Theses/Abstracts-BSFP2017.pdf.

2. *Afraimovich E.L., Astafyeva E.I., Demyanov V.V., Edemskiy I.K., et al.* Review of GPS/GLONASS studies of the ionospheric response to natural and anthropogenic processes and phenomena // J. Space Weather Space Clim. – 2013. – V. 3. – A27. – DOI:10.1051/swsc/2013049.

3. *Zolesi B., Belehaki A., Tsagouri I., Cander L.R.* Real-time updating of the simplified ionospheric regional model for operational applications // Radio Science. – 2004. – V. 39, N 2. – RS2011.

4. *Gerzen T., Jakowski N., Wilken V., Hoque M.M.* Reconstruction of F2 layer peak electron density based on operational vertical total electron content maps // Ann. Geophys. – 2013. – V. 31. – P. 1241-1249. – DOI:10.5194/angeo-31-1241-2013.

5. *Gulyaeva T.L., Bilitza D.* Towards ISO Standard Earth Ionosphere and Plasmasphere Model // In: "New Developments in the Standard Model", NOVA Publishers. – 2012. https://www.novapublishers.com/catalog/product_info.php?products_id=35812.

6. *Ясюкевич Ю.В., Оводенко В.Б., Мыльников А.А., Живетьев И.В., Веснин А.М., Едемский И.К., Котова Д.С.* Метод компенсации ионосферной составляющей ошибки радиотехнических систем с применением данных полного электронного содержания GPS/ГЛОНАСС // Вестник Поволжского государственного технологического университета. Серия: Радиотехнические и инфокоммуникационные системы. – 2017. – № 2 (34). – С. 19–31.

7. *Ясюкевич Ю.В., Мыльникова А.А., Куницын В.Е., Падохин А.М.* Влияние дифференциальных кодовых задержек GPS/ГЛОНАСС на точность определения абсолютного полного электронного содержания ионосферы // Геомагнетизм и аэрономия. – 2015. – Т. 55, № 6. – Р. 790–796. – DOI: 10.7868/S0016794015060176.

8. *Котович Г.В., Ким А.Г., Михайлов С.Я., Грозов В.П., Михайлов Я.С.* Определение критической частоты f0F2 в средней точке трассы по данным наклонного зондирования на основе метода Смита // Геомагнетизм и аэрономия. – 2006. – Т.46, N 4. – С.547-551.

9. *Поляков В.М., Суходольская В.Е., Ивельская М.К., Сутырина Г.Е. и др.* Полуэмпирическая модель ионосферы для широкого диапазона геофизических условий. М.: МЦД-Б. – 1986. – 136 с.

10. *Куркин В.И., Орлов И.И., Попов В.Н.* Метод нормальных волн в проблеме коротковолновой радиосвязи. М.: Наука. – 1981. – 124 с.

СЕКЦИЯ №3
АЭРОКОСМИЧЕСКИЙ МОНИТОРИНГ СОСТОЯНИЯ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ

В.В. Асмус,
В.Ю. Верятин,
Г.М. Иоффе,
В.А. Кровотынцев,
О.Е. Милехин,
О.Г. Новикова,
И.С. Пустынский,
В.И. Соловьев,
И.А. Соловьева

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ СПУТНИКОВЫХ ДАННЫХ ДЛЯ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ ГИДРОМЕТОБЕСПЕЧЕНИЯ

ВВЕДЕНИЕ

В современных условиях возрастают требования к точности прогнозов гидрометеорологической обстановки, увеличению заблаговременности предупреждения об опасных явлениях погоды и своевременному доведению гидрометеорологической информации до должностных лиц, принимающих управленческие решения.

Для достижения указанных требований большую роль приобретает спутниковая гидрометинформация, особенно в районах, с редкой сетью наземных, радиолокационных и зондировочных станций.

Спутниковые данные ФГБУ НИЦ «Планета» получает от 21 зарубежного и 8 отечественных спутников дистанционного зондирования Земли. Создано и внедрено более 40 видов специализированных программных комплексов (ПК) обработки спутниковых данных для получения информационной продукции. Среди них можно отметить PlanetaMeteo (многофункциональный ПК для подготовки карт нефанализа, прогноза эволюции облачных образований, мониторинга тропических циклонов и др.); SEVIRI-AN (ПК для построения карт высоты верхней границы облачности, максимальной водности облачного слоя, максимальной мгновенной интенсивности осадков по данным КА серии Meteosat); PlanetaGS2 (ПК для построения глобальных и региональных карт облачности по данным видимого и ИК-диапазонов геостационарных спутников серии Электро-Л, GOES, Meteosat, Himawari); ТВЗА-МКВ (ПК для получения оценок вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы с помощью сканера-зондировщика МТВЗА – ГЯ КА Метеор-М); ТВЗА-ИК (ПК для получения оценок вертикальных профилей температуры и влажности атмосферы с помощью ИК-зондировщика Метеор-М при отсутствии облачности); «Карты метеопараметров» (ПК для построения карт классификации облачности, высоты и температуры верхней границы облачности); «Мониторинг снежного покрова» (ПК для создания карт снежного покрова в различных регионах страны) и др.

ФГБУ НИЦ «Планета» выпускает более 460 видов информационной продукции (более 1,3 Тбайт в сутки), в том числе в интересах ВС РФ. Спутниковая информационная продукция передается, как правило, через органы Гидрометслужбы ВС РФ (ГМС ВС). Между ФГБУ НИЦ «Планета» и ГМС ВС установлен прямой канал связи 64 Кбайт.

СПУТНИКОВАЯ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКАЯ ИНФОРМАЦИОННАЯ ПРОДУКЦИЯ

Ниже приведены некоторые виды спутниковой информационной продукции, которые могут быть использованы в интересах гидрометобеспечения Вооруженных сил.

По данным геостационарных и полярно-орбитальных метеорологических спутников (серии GOES, Meteosat, Himawari, Метеор) ежедневно ***выпускаются глобальные карты облачности, монтажи космических изображений облачности.***

Карты параметров облачного покрова (высота и температура верхней границы облачности, количество и формы облаков) по данным КА серии Meteosat, Himawari, NOAA, MetOp).

Карты нефанализ и эволюции облачных образований.

Информация об облачности (готовится по данным КА серии NOAA) предназначена для анализа и прогноза погоды, комплексного изучения процессов, протекающих в атмосфере, обеспечения авиации и других потребителей.

Монтажи космических изображений тропических циклонов (по данным геостационарных спутников серии GOES, Meteosat, Himawari) с указанием траектории их движения и интенсивности. Информация востребована на территории Дальнего востока и при обеспечении проводки судов.

Карты полей ветра в различных слоях атмосферы (до 4 км, 4 – 7 км и выше 7 км). Поле ветра формируется по облакам-трассерам.

Карты создаются ежедневно по данным геостационарных спутников (КА Электро-Л). Данная продукция усваивается в схемах численного прогноза погоды, применяется при обеспечении авиации.

Выпускаются ежедекадные композитные ***карты температуры поверхности океанов.*** На основе данных измерений в ИК-диапазоне с зарубежных геостационарных КА серии GOES, Meteosat, Himawari и полярно-орбитальных КА серии NOAA, TERRA, AQUA.

Карты полей скорости и направления приводного ветра над акваториями морей России (Черного, Азовского, Каспийского). Карты составляются по данным КА MetOp.

Карты предназначены для прогнозов погоды, волнения и штормовых нагонов, обеспечения безопасности судоходства.

Спутниковые изображения шлейфов облаков вулканического пепла. Эти карты могут быть совмещены с картой термобарического поля. Кроме того осуществляется моделирование процессов распространения облака вулканического пепла на вторые сутки после выброса в слоях 0 – 5 км, 5 – 10 км, 10 – 12 км. В основном эта продукция предназначена для обеспечения безопасности. Информационная продукция формируется на базе данных КА Метеор-М, Landsat.

Карты метеорологических явлений (по данным КА серии Meteosat, Himawari):

Атмосферных явлений (гроза, шквал, осадки, облачность, град)

Фазы осадков

Интенсивности гроз

Максимальной интенсивности осадков

Максимальной скорости восходящих движений воздуха

Максимальной скорости ветра

Максимальной скорости ветра при порывах (с использованием результатов гидродинамической модели регионального прогноза (ГМРП) Лосева В.М.).

Модуля сдвига ветра с высотой (м/с/100м) в слое 1000 – 925гПа (с использованием результатов ГМРП)

Скорости и направления ветра на стандартных изобарических поверхностях

Высот стандартных изобарических поверхностей

Оценочной температуры воздуха у земли (с использованием результатов ГМРП)

Температуры воздуха на стандартных изобарических поверхностях (с использованием результатов ГМРП)

Ожидаемой интенсивности осадков (с использованием результатов ГМРП)

Интенсивности обледенения (с использованием результатов ГМРП)

Карты ледовой обстановки. Выпускаются (по данным КА серии NOAA, TERRA, AQUA, Suomi NPP, Метеор-М) раз в неделю по замерзающим морям России. Позволяют оперативно оценивать обстановку на судоходных трассах, планировать ледокольные операции, предназначены для обеспечения безопасности навигации.

Карты границ распространения снежного покрова. Карты выпускаются (по данным КА серии NOAA, Метеор-М) раз в сутки по данным полярно-орбитальных спутников. На картах выделяются районы залегания сплошного и сухого снежного покрова, а также районы таяния снега. Карты предназначены для подготовки гидрологических прогнозов и решения других задач.

Данные температурно - влажностного зондирования атмосферы. Поля температуры и влажности на различных изобарических поверхностях получают от микроволнового зондировщика (МТВЗА-ГЯ) и ИК-зондировщика (ИКФС-2), установленных на КА Метеор-М № 2. Данные используются в синоптическом анализе и численном прогнозе погоды.

Комплексные карты спутниковых и грозорегистрационных данных о грозах (по Московскому региону).

Кроме перечисленной выше спутниковой информационной продукции с помощью космических систем гидрометеорологического назначения осуществляется мониторинг ***загрязнения морских акваторий*** **(**КА серии Канопус-В, Ресурс-П), ***лесных пожаров*** (КА Terra, Aqua, Suomi NPP, NOAA и отечественных КА серии Канопус-В, Ресурс-П, Метеор-М), ***наводнений, снижения водности крупных рек и массовая гибель малых рек*** (КА Канопус-В, Ресурс-П, Landsat-8).

Данные перечисленных видов мониторинга Земли необходимо учитывать при боевой подготовке войск и их применении на различных театрах боевых действий.

ВЛИЯНИЕ КЛИМАТИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ НА ПРИМЕНЕНИЕ ВОЙСК

Глобальные изменения климата (изменение режима сезонного протаивания в зоне многолетней мерзлоты, наводнения, пожары, эрозионные явления, изменения температурного режима и др.) будут предоставлять угрозу национальной безопасности страны и окажут существенное влияние на обеспечение военной безопасности и применение Вооруженных Сил РФ.

К «климатическим» угрозам в области национальной обороны можно отнести следующие:

1.Изменение ледовой обстановки в Арктике (претензии других государств на судоходство в Арктике, добычу полезных ископаемых, расширение шельфовой зоны).

2.Разрушение инфраструктуры в северных регионах в зоне вечной мерзлоты (снижение прочности зданий, инженерных сооружений, коммуникаций – авто, железнодорожный и трубопроводный транспорт).

3.Ухудшение условий эксплуатации военной техники и оборудования.

4.Распространение опасных инфекционных и паразитарных заболеваний среди личного состава.

5.Миграционные процессы, которые потребуют укрепления границы государства.

ФГБУ «НИЦ «Планета» ведет долговременные архивы спутниковых данных Госфонда РФ. На основе этих данных формируются многолетние ряды тематических карт характеристик ледяного покрова Арктики, Антарктики, снежного покрова, которые используются в качестве индикаторов климатических изменений.

Выпускаются обзорные карты границ распространения морского льда в Арктике и карты границ распространения многолетнего и однолетнего льда в российском секторе Арктики. Данные виды продукции готовятся по данным активных микроволновых измерений (радиолокаторов и скаттерометров), Упомянутые виды продукции выпускаются в ФГБУ «НИЦ «Планета» с периодичностью 1 раз в неделю.

По данным КА серии NOAA, TERRA, AQUA и «Метеор-М» исследуются сезонные и межгодовые изменения площади припая и плавучего льда в Каспийском море в зимние периоды, начиная с 2004г.

Проводится спутниковый мониторинг изменений почвенного покрова, состояние которого будет оказывать влияние на инженерную инфраструктуру, состояние дорог, проходимость техники и условия маскировки.

Многолетние наблюдения за тропическими циклонами позволяют оценить в перспективе возможность и периоды применения Вооруженных Сил в районах, подверженных влиянию ТЦ.

Многолетний мониторинг водных объектов несет информацию об изменении русловых процессов, площади зеркала озер, что в свою очередь влияет на эксплуатацию речного транспорта, положение государственной границы, проходящей по руслам рек, размещение и содержание инфраструктуры войск.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Спутниковые информационные продукты, полученные в результате тематической обработки данных космических метеорологических систем могут быть использованы для решения задач гидрометобеспечения (при подготовке прогнозов гидрометеорологической обстановки и выдаче соответствующих рекомендаций командованию) текущей деятельности войск, их применении на различных театрах военных действий, на особенно в районах слабо освещенных в метеорологическом отношении, а также при планировании их применения на долгосрочный период.

А И. Баскаков,
доктор технических наук; профессор;
А.А. Комаров,
кандидат технических наук;
А.В. Рубан
Национальный исследовательский университет «МЭИ», г. Москва

МОДЕЛИРОВАНИЕ МЕТОДИЧЕСКИХ ПОГРЕШНОСТЕЙ ВЫСОКОТОЧНОГО АВИАЦИОННОГО РАДИОВЫСОТОМЕРА НА МАЛЫХ ВЫСОТАХ НАД МОРСКОЙ ПОВЕРХНОСТЬЮ

Целью работы является анализ зависимостей ошибок измерения (методических погрешностей) высокоточного маловысотного авиационного радиовысотомера от различных параметров, как самого высотомера, так и морской поверхности при моделировании морского рельефа по трассе полета при помощи спектральных методов представления морского волнения.

Ключевые слова: морская поверхность, альтиметрия, статистическое моделирование, методические погрешности.

ВВЕДЕНИЕ

Особенность работы высокоточного радиовысотомера (ВРВ), использующего широкополосный сигнал в качестве зондирующего, на высотах ниже 300 м заключается в том, что он фактически оценивает вертикальный профиль крупномасштабного рельефа [1]. Анализ характеристик радиосигналов, отраженных от статистически неровной морской поверхности (МП), основанный на её стационарном представлении для малых высот становится неверным, т.к. размер облучаемой на поверхности области сравним с радиусом корреляции крупных неровностей МП. Следовательно, отраженное поле является нестационарным, т.к. формируется отражениями от единичных крупномасштабных неровностей и более мелких неровностей на поверхности крупных. Характеристикой отражающих свойств МП в таком случае является функция локальной диаграммы обратного рассеяния (ДОР) $G_{\text{ор}}(s,d\xi_{\text{кр}}/dt,t)$. Локальная ДОР, в отличие от других известных представлений ДОР, зависит от времени и является характеристикой не только поверхности, но и взаимного положения летательного аппарата (ЛА) относительно МП.

Используя метод нахождения поля обратного рассеивания от двухмасштабной модели поверхности типа $\xi(x, y) = \xi_{\text{кр}}(x, y) + \xi_{\text{м}}(x, y)$ и полагая, что мелкие неровности не разрешаются модулирующей функцией сигнала, а также путем усреднения по мелким неровностям, в [1] было получено выражение для сигнала на выходе квадратичного детектора оптимального приемника, которое является входным для дискриминатора ВРВ, и показано, что для МП локальная ДОР имеет вид

$$G_{\text{ор}}\left(s,\frac{d\xi_{\text{кр}}}{ds},t\right)=\exp\left\{-\pi\left[\left(x-V_x t+H\frac{d\xi(x,y)}{dx}\right)^2+\left(y-V_y t+H\frac{d\xi(x,y)}{dy}\right)^2\right]\Big/H_0^2\Delta\theta_{\text{ор}}^2\right\}, \qquad (1)$$

где $\Delta\theta_{\text{ор}} = 2\pi\sigma_{\text{м}}/l_{\text{м}}$ – эффективная ширина ДОР мелких неровностей МП.

В [2] найдено выражение для дискриминационной характеристики дискриминатора системы, следящей за высотой

$$z(\varepsilon,t)=A_1^2\left\{\int_s\frac{G^2(s,t)}{R^4(s,t)}\cdot G_{\text{ор}}\left(s,\frac{d\xi_{\text{кр}}}{ds},t\right)\cdot\left[C_1\left(\varepsilon(s)+\Delta;0\right)-C_1\left(\varepsilon(s)-\Delta;0\right)\right]ds\right\}, \qquad (2)$$

где $C_1(\varepsilon(s) \pm \Delta; 0)$ – функция неопределенности квадрата огибающей автокорреляционной функции (АКФ) зондирующего сигнала с линейной частотной модуляцией (ЛЧМ) и опорного импульса при $\Omega = 0$; $\varepsilon(s) = 2(R(s, t) – H^*)/c$ – текущая расстройка оценки в дискриминаторе, 2Δ – расстояние между опорными сигналами. Из этого выражения определен алгоритм формирования оценки высоты в следящем ВРВ при интегральной обработке сигнала

$$H^*(t) = H_0 + \frac{H_0 \Delta\theta_э^2}{2\pi}\left\{1 + \pi\frac{\Delta\theta_э^2}{H_0^2\Delta\theta_{op}^4}\left[\left(V_x t - H_0\xi_x'\right)^2 + \left(V_y t - H_0\xi_y'\right)^2\right]\right\} -$$

$$-\exp\left\{-\pi\left[\left(V_x t - H_0\xi_x'\right)^2 + \left(V_y t - H_0\xi_y'\right)^2\right]^2 \Delta\theta_э^2 \Big/ H_0^2\Delta\theta_{op}^4\right\}\frac{1}{H_0^2\Delta\theta_э^2}\cdot$$

$$\cdot\int_{-\infty}^{\infty}\int_{\infty}^{\infty}\xi\left(x - V_x t, y - V_y t\right)\exp\left\{-\pi\frac{x^2+y^2}{H_0^2\Delta\theta_э^2} + \frac{2\pi}{H_0^2\Delta\theta_{op}^2}\left[\left(V_x t - H_0\xi_x'\right)x + \left(V_y t - H_0\xi_y'\right)y\right]\right\}dxdy, \qquad (3)$$

где $\xi_x' = \dfrac{d\xi\left(x - V_x t, y - V_y t\right)}{dx}$, $\xi_y' = \dfrac{d\xi\left(x - V_x t, y - V_y t\right)}{dy}$, $\theta_a = \dfrac{\theta_0}{\sqrt{2}}$, $\Delta\theta_э = \dfrac{\Delta\theta_{\text{ор}}\theta_a}{\sqrt{\Delta\theta_{\text{ор}}^2 + \theta_a^2}}$ – эквивалентная ширина диаграммы, учитывающая ДНА и локальную ДОР.

Оценка высоты на выходе ВРВ представляет собой сумму трех слагаемых: первое – высоты до среднего уровня; второе – смещения оценки высоты, изменяющееся во времени в зависимости от наклонов крупных неровностей; третье – составляющей, связанной с рельефом поверхности.

Для количественного расчета текущей методической погрешности оценки высоты ВРВ на малых высотах в [1] сделана аппроксимация крупных неровностей МП детерминированной функцией $\xi_{кр}(x, y)$. Для приближенных теоретических оценок была использована гармоническая функция. Реальная морская поверхность имеет более сложный вид, поэтому для практических расчетов больше подходит аппроксимация, основанная на статистическом описании МП. Задача описания нерегулярной поверхности моря обычно решается с помощью принципа суперпозиции – наложения простых гармонических волн, которая лежит в основе спектрального метода исследования морского волнения.

ОПИСАНИЕ НЕРЕГУЛЯРНОЙ ПОВЕРХНОСТИ МОРЯ

Взволнованную поверхность моря можно представить в виде предела суммы большого числа элементарных волн [2] однако при этом МП в целом подчиняется статистическим законам

$$\xi(x, y, t) = \lim_{\omega_0\to\infty}\lim_{\substack{M\to\infty\\N\to\infty}}\sum_{m=1}^{M}\sum_{n=1}^{N}\sqrt{2S(\omega_m, \theta_n)\Delta\omega\Delta\theta}\sin\left[k\left(x\cos\theta_n + y\sin\theta_n\right) - \omega_m t + \varepsilon_{mn}\right]. \qquad (4)$$

Считается, что МП при полностью развитом волнении локально однородна, стационарна, подчиняется нормальному закону распределения и обладает свойством эргодичности. Функция $S(\omega,\theta)$ называется двумерной спектральной функцией или двумерным энергетическим спектром.

В настоящее время выведено множество аппроксимативных выражений для спектров морского волнения. В качестве математического описания частотного спектра волнения широко применяется группа так называемых экспоненциальных спектров. Часто для практических расчетов используют спектр JONSWAP (Joint North Sea Wave Project), который имеет следующий вид [5]

$$S(\omega) = \frac{\alpha g^2}{\omega^M}\exp\left[-M\left(\omega_p/\omega\right)^N \Big/ N\right]\gamma^{\exp\left[-\left(\frac{\omega}{\omega_p}-1\right)^2 \Big/ 2\sigma^2\right]}, \qquad (5)$$

где

$$\sigma = \begin{cases} 0,07, & \text{если } \omega < \omega_p \\ 0,09, & \text{если } \omega \ge \omega_p \end{cases}$$

$M = 5$, $N = 4$,

$\alpha \approx 5,061\left(1 - 0,287\ln\gamma\right)H_m^2/T_p^4$.

Обычно параметр γ берется 3,3, хотя уточненное значение рассчитывается в зависимости от значащей высоты волны H_m и периода повторения морских волн T_p

$$\gamma = \exp\left\{3,484\left[1 - 0,1975\left(0,036 - 0,0056T_p/\sqrt{H_m}\right)T_p^4/H_m^2\right]\right\} \qquad (6)$$

и лежит в пределах от 1 до 7.

Спектр JONSWAP хорошо себя зарекомендовал для описания развитого ветрового волнения, однако он описывает только крупномасштабное волнение, поэтому высокочастотная часть проработана значительно хуже низкочастотной. Для адекватного моделирования МП необходима также информация о распределении энергии элементарных волн в зависимости от направления их распространения. Поэтому часто используется частотно-угловой спектр волнения $S(\omega)Q(\omega, \theta)$, где функция $S(\omega)$ описывает распределение волновой энергии по частотам, а функция $Q(\omega, \theta)$ отвечает за угловое распределение. За математическую модель углового спектра обычно принимают функцию вида $\cos^{2l}\theta$. Иногда применяется ее расширенная версия [3, 4]

$$Q(\omega,\theta) \equiv Q(\theta) = \begin{cases} \dfrac{2l!!}{\pi(2l-1)!!}\cos^{2l}(\theta-\theta_0), & \text{если } |\theta-\theta_0| \le \dfrac{\pi}{2} \\ 0, & \text{если } |\theta-\theta_0| > \dfrac{\pi}{2} \end{cases} \quad (7)$$

где $2l!! = 2l\cdot(2l-2)\cdot\ldots\cdot 4\cdot 2$, $(2l-1)!! = (2l-1)\cdot(2l-3)\cdot\ldots\cdot 3\cdot 1$. Показатель l зависит от силы ветра и частоты. Для спектра ветрового волнения обычно берут l =1..4, для зыби l =6.

Реальный процесс волнообразования включает, помимо ветрового волнения, волны различной природы, среди которых выделяются волны зыби.

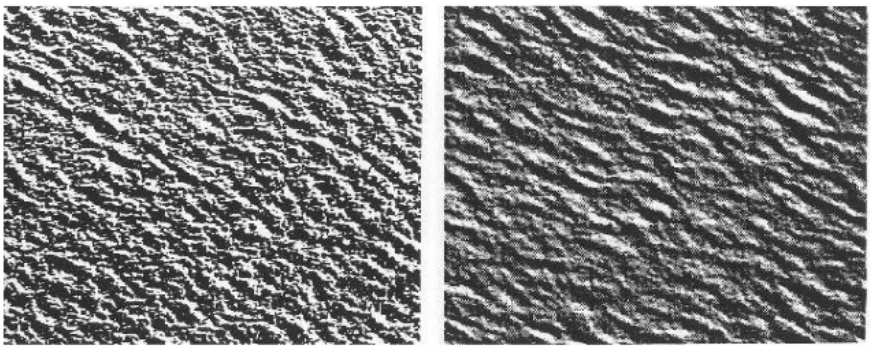


Рис. 1. Слева – фотография МП у норвежского побережья, справа – результат моделирования морского волнения при помощи спектров JONSWAP и углового спектра $\cos^{2l}\theta$ *[5]*

В современной науке расчет волны выполняется при использовании двугорбого спектра морского волнения. Наложение зыби на ветровую составляющую создает два «горба» в форме спектра волнения. Общая структура спектра имеет вид

$$S(\omega) = \sum_{i=1}^{2} S_i\left(\omega; H_{m,i}, \omega_{p,i}, \gamma_i, N_i, M_i, \alpha_i\right), \quad (8)$$

где $S_i(\omega; H_{m,i}, \omega_{p,i}, \gamma_i, N_i, M_i, \alpha_i)$ – функция, в виде спектра JONSWAP.

В соответствии с выбранной спектральной моделью аппроксимация МП запишется как

$$\xi(x,y,t) = \sum_{j=-s}^{s}\sum_{i=0}^{r}\alpha_{i,j}\cos\left\{\frac{2\pi}{L_i}\left[(x-V_x t)\cos(\theta_j-\theta_p)+(y-V_y t)\sin(\theta_j-\theta_p)\right]-\omega_i t+\varepsilon_{i,j}\right\}, \quad (9)$$

где θ_p – угол направления распространения ветра.

РАСЧЕТ МЕТОДИЧЕСКОЙ ПОГРЕШНОСТИ ОЦЕНКИ ВЫСОТЫ ПОЛЕТА ЛЕТАТЕЛЬНОГО АППАРАТА

Для того, чтобы численно реализовать оценку высоты полета ВРВ, сначала нужно произвести операции дифференцирования и интегрирования выражения для аппроксимации МП, как того требует формула (3). Истинную высоту полета ЛА определим из выражения

$$H_{\text{ист}}(t) = H_0 - \xi(t). \quad (10)$$

Сравнивая $H_{\text{ист}}(t)$ и $H^*(t)$, можно сделать выводы относительно методических погрешностей ВРВ при измерении текущей высоты полета ЛА на малых высотах, рис. 2–4, где $\Delta H(t) = H^*(t) - H_0$; $\delta H(t) = H^*(t) - H_{\text{ист}}(t)$.

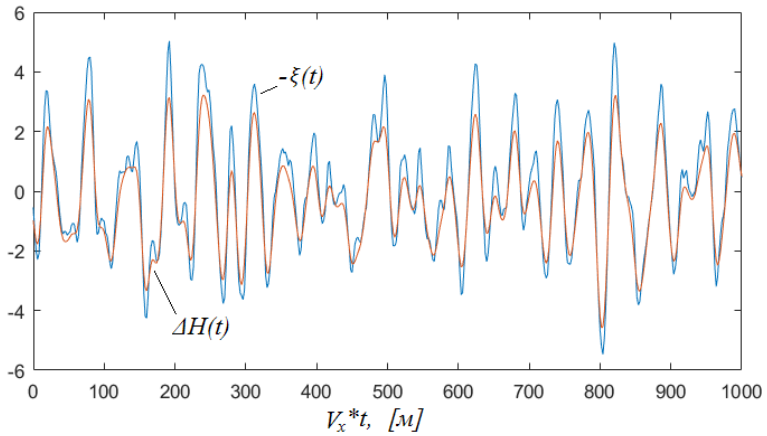


Рис. 2. Зависимость приращения измеренной высоты из-за рельефа от времени по отношению к профилю МП (со знаком минус) при H_0 = 50 м; V_x = 200 м/с; V_y= 0 м/с; Uw = 20 м/с;θ_0=0,3 рад

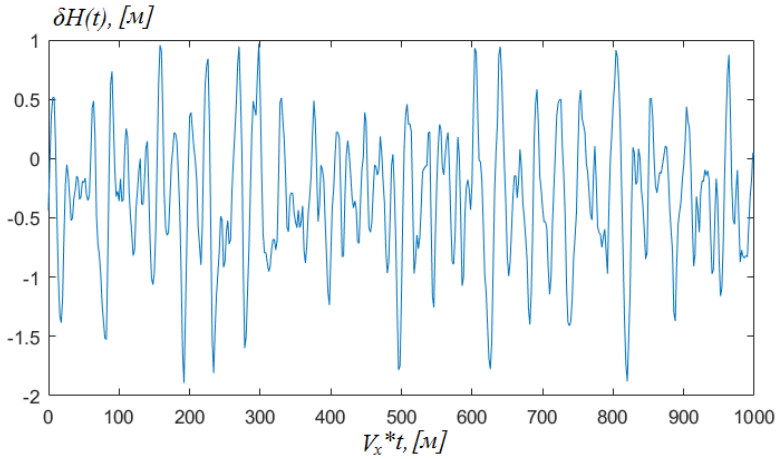


Рис. 3. Зависимость методической погрешности измерения высоты над МП при H_0 = 50 м; V_x= 200 м/с; V_y= 0 м/с; Uw = 20 м/с; θ_0 = 0,3 рад

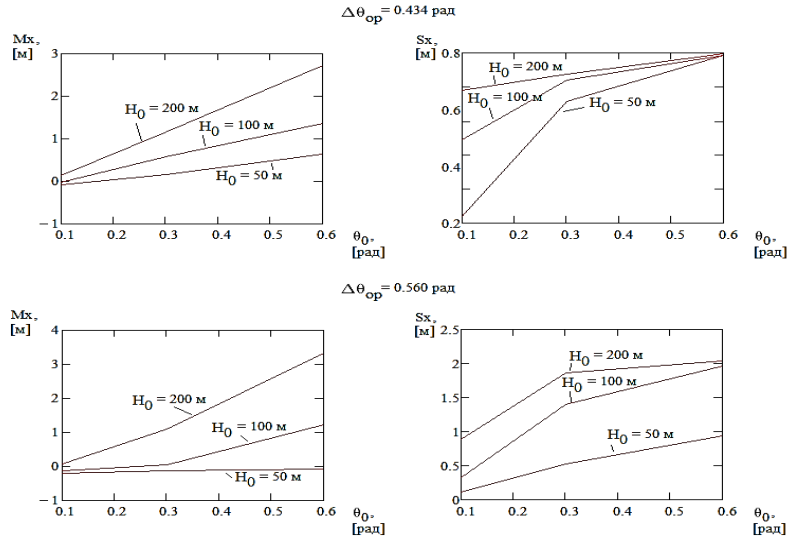


Рис. 4. Зависимость систематической Mx и случайной Sx составляющих методической погрешности оценки высоты МП от ширины ДНА ВРВ при отсутствии зыби; скорость ветра Uw = 11 м/с; 20 м/с (ширина ДОР соответственно $\Delta\theta_{op}$= 0,434 рад; 0,560 рад).

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На малых высотах размер облучаемой сигналом ВРВ области на поверхности сравним с радиусом корреляции крупных неровностей МП, и отраженное поле является нестационарным.

При этом локальная ДОР МП является характеристикой не только поверхности, но и взаимного положения ЛА относительно МП, а эффективная ширина локальной ДОР определяется статистическими характеристиками мелких неровностей на поверхности крупных ветровых волн.

В статье приведен расчет погрешности оценки высоты ВРВ, когда для аппроксимации крупных неровностей использован спектральный метод описания морского волнения, а именно – двугорбый частотный спектр и угловой спектр вида $\cos^{2l}\theta$.

В ходе анализа результатов было выявлено, что увеличение ширины ДНА, высоты полета ВРВ над МП, ширины ДОР или балльности моря приводит к увеличению погрешности оценки высоты, при том систематическая ошибка имеет свойство неограниченно расти, а случайная составляющая стремится к постоянному уровню, равному СКО высоты волн, т. е. ВРВ «сглаживает» неровности МП. Произведенный анализ позволяет осуществлять обоснованный выбор параметров маловысотного следящего ВРВ с целью минимизации погрешностей измерений текущей высоты полета.

Статья подготовлена при финансовой поддержке Министерства образования и науки Российской Федерации (проект № 8.3244.2017 / ПЧ).

Список используемых источников

1. *Баскаков, А. И.,* ***Комаров А.А.****,* ***Михайлов М.С.*** Методические погрешности высокоточного радиовысотомера при работе над морской поверхностью на малых высотах // Известия вузов. Радиофизика. - т.60 - №6 - 2017 г. - с. 521-529.

2. *Абузяров, З. К.* Морское волнение и его прогнозирование / Под ред. А. И. Дуванина. – Л.: Гидрометеоиздат.– 1981.– 166 с.

3. *Шпекторов, А. Г., Ха, Мань Тханг.* Моделирование сил и моментов морского волнения // Известия СПбГЭТУ «ЛЭТИ». – 2013. – №2. – С. 43– 48.

4. *Yoshimi Goda*. Random Seas and Design of Maritime Structures // University of Tokyo Press. – 1985. – 323 pp.

5. *Hauser, Danièle, Kahma, Kimmo, Krogstad, H. E., Lehner, Susanne, Monbaliu, J, A. J., Wyatt, L. R.* Measuring and analysing the directional spectra of ocean waves // Luxembourg: Office for official publications of the European Communities. – 2005. – 465 pp.

А И. Баскаков,
доктор технических наук; профессор;
М.С. Михайлов,
кандидат технических наук;
В.В. Егоров,
кандидат технических наук;
В.А. Телегин
кандидат физ.-мат. наук
Национальный исследовательский университет «МЭИ», г.Москва

ПРОБЛЕМЫ СПУТНИКОВОЙ РАДИОВЫСОТОМЕТРИИ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Проводится анализ проблем, стоящих перед спутниковой альтиметрией, и излагаются пути их решения. Наиболее значительными из этих проблем являются: неопределенность самого измеряемого параметра, т.е. высоты полета космического аппарата (КА), влияние ионосферы на результаты измерений, неполный учет априорной информации о высоте, слабое внедрение оптимальных и квазиоптимальных методов обработки данных альтиметрических измерений и как результат, не до конца используются резервы повышения точности оценки высоты. Указывается, что решение перечисленных проблем предусматривает использование результатов современных методических разработок

ВВЕДЕНИЕ

Космические системы дистанционного зондирования СВЧ диапазона позволяют обеспечить глобальный мониторинг поверхности Земли вне зависимости от состояния атмосферы и времени суток. Одним из наиболее информативных бортовых средств дистанционного зондирования является высокоточный радиовысотомер (ВРВ). ВРВ обеспечивает прецизионные измерения при работе по морской поверхности, поставляя информацию для решения широкого круга научных и прикладных задач: уточнение морского геоида, картирование гравитационных аномалий и аномалий рельефа дна на шельфах, контроля уровня поверхности (приливов, отливов, штормовых нагонов, вихрей, цунами), контроля морских течений, определения высоты морских волн и скорости поверхностного ветра, а также многих других процессов в Мировом океане, связанных с изменением уровня морской поверхности. Проблема оперативного решения указанных задач, безусловно, актуальна для исследования природных ресурсов Земли, экологического мониторинга, метеорологии, океанографии, судовождения и т. д.

Решение указанных выше задач возможно лишь при высокой разрешающей способности и точности измерения высоты орбитальным ВРВ. Для этого используется СВЧ-радиосигнал, обладающий наносекундной разрешающей способностью..

На пути повышения эффективности использования данных спутниковой альтиметрии стоит ряд проблем методического и технического характера. Решение этих проблем позволило бы открыть новые перспективы перед применением данных альтиметрического зондирования в научных исследованиях и практике.

Цель настоящей работы – дать анализ современного состояния спутниковой альтиметрии, сформулировать и обосновать ее наиболее актуальные проблемы и наметить конкретные пути их решения.

ОБЗОР СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ СПУТНИКОВОЙ АЛЬТИМЕТРИИ

Эксперименты с использованием бортовых ВРВ были начаты в 1974г. на американской космической станции Skylab. Затем они были продолжены на космических аппаратах Geos-C, Seasat, Geosat, ERS, Topex/Poseidon, Jason-1 [1, 2]. Результаты экспериментов подтвердили перспективность использования радиовысотомеров для дистанционных океанографических измерений. Тактико-технические характеристики орбитальных ВРВ даны в табл. 1. Прогресс в точностных характеристиках показан в табл. 2.

Спутник Jason-1 был изготовлен на французской фирмой Alcatel-Space. Jason-1 заменил Topex/Poseidon на той же самой орбите. Преемственность между спутниками фундаментальна, ибо благодаря ей, океанографы смогли получить альтиметрические данные за длительный период. Много океанических феноменов насчитывает десятилетия.

Успехи России в области спутниковой альтиметрии гораздо скромнее. Имеется опыт создания и эксплуатации космического геодезического комплекса ГЕОИК, который находился в эксплуатации с мая 1985 года. Основной его элемент – космический аппарат ГЕОИК – является одним из спутников серии «Космос», предназначенных для изучения Земли и околоземного пространства. Программа ГЕОИК имела целью получение системы согласованных параметров Земли (ПЗ-90), состоящей из фундаментальных геодезических постоянных, геоцентрической системы координат, параметров фигуры и гравитационного поля Земли. Космический аппарат выводится на близкую к круговой орбиту около 1500км и наклонением 74 или 83 градусов. К 1996 году было запущено 10 спутников, оснащенных как ВРВ, так и бортовой геодезической аппаратурой. Точность измерений радиовысотомера (инструментальная ошибка) для разных спутников составила 0,5...0,8 м. Рабочая частота – 9,5 ГГц. Основным научным результатом программы ГЕОИК, кроме геодезических и гравитационных данных явилось получение каталога высот геоида на акватории Мирового океана. В настоящее время эта программа официально не завершена, и сбор траекторной альтиметрической информации по объектам ГЕОИК продолжается.

В конце 80-х, начале 90-х годов Особым конструкторским бюро Московского энергетического института (ОКБ МЭИ) по техническому заданию РКК “Энергия” проводилась разработка первого отечественного океанографического ВРВ “Гребень”, предназначенного к установке на КС “Мир” в составе научной аппаратуры комплекса “Природа” [3]. Данной разработке в течение ряда лет предшествовал большой объем летных испытаний, проведенных с опытным образцом ВРВ “Гребень” на борту самолета ИЛ-18, летающей лаборатории Института радиотехники и электроники (ИРЭ) РАН над различными акваториями страны: Тихим океаном, Охотским, Черным, Каспийским и Азовским морями. Было проведено эскизное и техническое проектирование, выпущен полный комплект конструкторской документации и изготовлены некоторые блоки и приборы, однако в 1992г разработка ВРВ “Гребень” была прекращена из-за отсутствия финансирования.

Следует сказать, что значения погрешности измерения высоты полета КА, приведенные в табл. 1, отражают лишь ее флуктуационную составляющую. Суммарная же ошибка измерения высоты оказывается существенно больше (см. табл. 1).

Тактико-технические характеристики орбитальных ВРВ *Таблица 1*

Тактико-технические характеристики	Seasat-A *США*	Geosat-A *США*	Topex *США*	Poseidon *Франция*	ERS *Европейское сообщ.*	MOS-2 *Япония* (*в разработ.*)	Poseidon 2 & 3 (mission: Jason-1, Jason-2)
Средняя высота орбиты, км	800	800	1300	1300	*800*	570	1336
Несущая частота, ГГц	13,5	13,5	13,5(Ku)/5,3(C)	13,65	*13,5*	19,8	13,6(Ku)/5,3(C)
Пиковая мощность, кВт	2	0,02	0,02	0,02	*0,05*	1,2	0,02/0,03
Длительность импульса (без сжатия), мкс	3,2	102,4	102,4	102,4	*20*	3,2	105,6
Полоса модуляции, МГц	320	320	320	320	*330/82,5*	320	320/100-320
Частота повторения, КГц	1,02	1,02	4/1	1,7	*1,0*	1,0	1,68-1,8/0,3-0,45
Угловая ширина ДНА, град Коэф.усил.(dB)	1,6	2,1	1,1/3,4 44(Ku)/33(C)	1,1 44	*1,3*	1,5	1,3/3,4 44(Ku)/33(C)
Точность измерения высоты, м	0,1	0,04	0,025	0,1	*0,1/0,4*	0,1	0,025-0,03
Точность измерения высоты волн (Н3%), м	1,5±10%	1,0±10%	0,4±10%	0,5±10%	*0,5±10%*	-	0,3±10%
Точность измерения удельной ЭПР, дБ	2	2	1	1	*1*	-	1
Потребляемая мощность, Вт	165	130	70	70	-	-	70
Масса, кг	94	86.6	-	40	-	-	60 кГ плюс масса антенн 8 кГ
Время существования, год	1,2	-	3	3	-	-	план до 5 лет

Основные составляющие ошибок спутниковых РВ *Таблица 2*

Основные типы погрешностей	*Спутниковый альтиметр*	
	Seasat	*TOPEX/Poseidon*
Флуктуационная ошибка, см	10	*2,5-3*
Ионосферные погрешности, см	5	*1*
Тропосферные погрешности, см - сухая тропосфера; - влажная тропосфера.	 3 3	 *0,7* *1,3*
Динамические погрешности, связанные с гравитационными аномалиями на трассе ИСЗ, см	36	*10*
Погрешности координат станций слежения за орбитой, см	15	*5*
Погрешности временных отсчетов, см	15	*5*
Суммарная погрешность	45	*12*

Как видно из табл. 1, значительный вклад в суммарную погрешность альтиметров вносят динамические ошибки, наличие которых обусловлено гравитационными возмущениями орбиты КА. Однако методы борьбы с этими ошибками хорошо известны из теории нелинейной фильтрации [4], использование алгоритмов которой позволяет минимизировать сумму динамической и флуктуационной погрешностей. Кроме того, составители этой таблицы, к сожалению, не упоминают о так называемых ошибках смещения радиовысотомеров, появление которых связано с конечностью угловой ширины диаграммы направленности антенны (ДНА) космического альтиметра, а их величина, помимо ширины ДНА, определяется также и степенью шероховатости зондируемой поверхности, т.е. зависимостью удельной эффективной площади рассеяния от угла визирования [5].

Учитывая сказанное выше, можно констатировать, что океанографических ВРВ космического базирования с суммарной погрешностью измерения высоты 8...10 см и менее пока не имеется ни в России, ни за рубежом. Поэтому задача их создания весьма актуальна. Анализ современного состояния спутниковой радиовысотометрии показывает, что здесь еще скрыты значительные резервы в части внедрения методов когерентного зондирования, использования оптимальных или, по крайней мере, квазиоптимальных методов обработки эхо-сигнала [6], адаптации параметров сглаживающих цепей измерителя высоты под решаемые данным ВРВ задачи [7]и др.

ПРОБЛЕМЫ СПУТНИКОВОЙ РАДИОАЛЬТИМЕТРИИ И ПУТИ ИХ РЕШЕНИЯ

Перечислим проблемы, которые касаются не интерпретации данных измерений, а лишь вопросов измерения высоты полета КА:

- влияние ионосферы на результаты альтиметрических измерений;
- неполный учет априорной информации, имеющий место при обработке данных;
- слабое внедрение оптимальных и квазиоптимальных алгоритмов обработки эхо- сигнала ВРВ;
- недостаточно высокая суммарная точность измерения высоты;

В докладе сформулированы перспективные методические и технические решения, способствующие преодолению проблем спутниковой альтиметрии.

1. Повышение энергетического потенциала ВРВ за счет:
   - использования когерентного квазинепрерывного ЛЧМ-сигнала;
   - применения алгоритма синтеза апертуры, т.е. сжатия спектра доплеровских частот.
2. Увеличение девиации частоты зондирующего сигнала до 250 МГц, т.е. обеспечение полосы модуляции в 500 МГц с применением методов учета и компенсации фазовых ионосферных искажений по данным систем GPS/ГЛОНАСС (или 2-х частотного излучения).
3. Использование дискриминатора, работающего по переднему фронту информационного сигнала. Максимальная ошибка смещения при ее коррекции составит 1...2 см, а флуктуационная – 2,5...3 см. При этом суммарная погрешность измерения высоты может быть снижена до 8...10 см, а точность измерения высоты морских волн доведена до 20...25 см.
4. Использование фильтра Калмана в качестве цепи сглаживания мгновенных оценок высоты. Параметры этого фильтра должны выбираться, исходя из априорных сведений об измеряемом процессе, т.е. определяться характером решаемой с помощью данных альтиметра задачи (уточнение формы геоида, обнаружение волн цунами, штормовых зон и др.).
5. Имитационное моделирование работы спутникового ВРВ [8] для:
   - отработки новых методических и технических решений, используемых при проектировании, и оценки их влияния на эффективность альтиметрического зондирования;
   - оптимизации параметров ВРВ в ходе проектирования.

ВЫВОДЫ

1. Большинство современных спутниковых ВРВ работает в диапазоне частот 13,5 – 13,6 ГГц, используя излучение с внутриимпульсной ЛЧМ и девиацией частоты 320 МГц. Суммарная погрешность измерения высоты ≥12 см. Данные альтиметрии используются при решении ряда научных и прикладных задач океанологии, морского транспорта, экологии, обеспечения безопасности нефтедобычи в акваториях морей и океанов и др.

2. Расширение круга решаемых задач требует повышения точности измерения высоты спутниковыми альтиметрами до 8...10 см, достижение которой связано с рядом проблем методического и технического характера таких, как определение понятия измеряемого параметра (высоты), повышение энергетического потенциала ВРВ, компенсация ошибок смещения, минимизация динамических и флуктуационных погрешностей измерений, устранение влияния ионосферы и тропосферы, необходимость использования когерентного зондирующего сигнала, реализации процедуры синтезирования и др.

3. Создание в России спутникового ВРВ нового поколения, в ходе которого будут учтены все методические и технические рекомендации по решению проблем спутниковой альтиметрии, даст возможность преодолеть наметившееся на сегодня отставание отечественных разработок в этой области ДЗЗ.

Исследование выполнено за счёт гранта Российского научного фонда (проект №17–19–01616).

Список используемых источников

1. *Баскаков А.И., Жутяева Т.С., Лукашенко Ю.И. /Под ред. проф. А.И. Баскакова*. Локационные методы исследования объектов и сред. – М.: Издательский центр «Академия»,2011, 385с.

2. *Kremer H.J.* Observation of the Earth and its environment survey of missions and sensors/ DLP.Oberpfaffenhofen, 1993. 476 pp.

3. *Баскаков А.И.* Прецизионный океанографический радиовысотомер космического базирования. – М.: Издательский дом МЭИ(ТУ), 1994, 75с.

4. *Бакут П.А., Большаков И.А., Герасимов Б.М. и др.* Вопросы статистической теории радиолокации. М., «Сов. Радио», т. 2, 1964. 1087с.

5. *Bar D.E., Agnon Y.* "A fractal model for the sea state bias in radar altimeter" in "Nonlinear processes in geophysics", № 4, 1997. pp. 213-222.

6. *Егоров В.В., Ка Мин-Хо.* Вопросы точности аэрокосмической альтиметрии//Исслед. Земли из космоса. 2005. № 5. С. 48-55.

7. *Kalman R.E.*. A new approach to linear filtering and prediction problems. Journal of Basic Engineering, V. 82, 1960. pp. 33-45.

8. *B.Balter, V.Egorov, A.Kanaschenkov, L.Vedeshin.* Software package for modeling aerospace monitoring and environmental control ("GEODIALOG"). Proceeding of 20th ESRI International User Conference, 2000, June 26-30, San Diego, USA (см. www.esri/events/uc).

Бахарева А.Н.,
Виролайнен Я.А.,
Тимофеев Ю.М.,
Ионов Д.В.,
Поберовский А.В.

ИЗМЕРЕНИЯ ТРОПОСФЕРНОГО ОЗОНА В ПЕТЕРГОФЕ.

В последнее время все больше внимания уделяется нижним слоям атмосферы, определяющим химическую погоду, что особенно актуально для крупных городов. В Петергофе, вблизи Санкт-Петербурга, на базе ресурсного центра СПбГУ «Геомодель» проводятся регулярные измерения как приземных концентраций (ПК) озона с 2013 года с помощью газоанализатора модели “49i Ozone Analyzer” фирмы “Thermo Scientific”, так и содержания озона в нижнем, тропосферном слое атмосферы 0-8 км (ТО), с помощью ИК Фурье-спектрометра высокого спектрального разрешения Bruker 125HR с 2009 года. Мы проанализировали временные ряды измерений ПКО и ТО как по отдельности, так и синхронизированных между собой, и выявили ряд периодов временной изменчивости этих величин. Кроме того, данные наземных измерений тропосферного озона были сопоставлены со спутниковыми измерениями прибором IASI, рассчитаны статистические характеристики всех трех ансамблей и корреляции между ними.

Работа выполнена при финансировании гранта РНФ No. №14-17-00096.

С.К. Белоусов;
С.С. Карпухин;
Ю.А. Родионов,
О.В. Смирёнов
АО «Институт точных приборов», г. Москва

АКТУАЛЬНЫЕ ПОДХОДЫ К КОСМО-КАРТОГРАФИЧЕСКОМУ МОНИТОРИНГУ ИМПАКТНЫХ РАЙОНОВ АРКТИЧЕСКОЙ ЗОНЫ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

Высокая уязвимость природной среды – характерная особенность Арктической зоны Российской Федерации (АЗРФ). Сформировавшиеся в регионе импактные районы – районы с высоким уровнем промышленного освоения – являются приоритетными для дальнейшего комплексного развития территорий. В докладе излагаются основные подходы к мониторингу импактных районов картографическими методами с использованием средств ДЗЗ на различных масштабных уровнях. В ходе проведенных исследований определены зоны нарушенных и деградированных земель Западно-Кольского импактного района. Показана связь концентраций основных загрязнителей с деградацией растительного покрова. Выявлены закономерности развития природно-хозяйственных систем (с учетом социальных факторов). Определена и охарактеризована динамика экологической ситуации в регионах.

Ключевые слова: импактные районы, АЗРФ, космо-картографический мониторинг, мультимасштабные исследования

ВВЕДЕНИЕ

Постановлением Правительства Российской Федерации №1064 от 31 августа 2017 г. Государственная программа Российской Федерации «Социально-экономическое развитие Арктической зоны на период до 2020 года» продлена до 2025 г. В Программе определены задачи: формирования опорных зон социально-экономического развития; оптимизации системы государственного контроля экологической ситуации в Арктической зоне Российской Федерации; создания комплексной системы информационной поддержки принятия решений [3],

Поставленные задачи взаимозависимы. Опорные зоны располагаются преимущественно в районах, характеризующихся длительным хозяйственным освоением, в которых отмечается высокая степень антропогенного влияния на геосистемы. Список опорных зон в значительной степени коррелирует со списком выделяемых импактных районов [5]. Национальные интересы предполагают комплексное социально-экономическое развитие, отвечающее основным принципам устойчивого развития [1]. Мониторинг экологической ситуации на различных масштабных уровнях является эффективным рабочим инструментом информационной поддержки обеспечения национальных интересов при развитии АЗРФ.

Малонаселенность и труднодоступность территорий, разреженность станций слежения за компонентами природной среды создают объективные проблемы в информационном обеспечении экологического мониторинга региона [2]. Космические методы предоставляют возможности по слежению за экологическим состоянием природной среды на разных масштабных уровнях, а геоинформационные технологии обеспечивают средства анализа и синтетической оценки антропогенного воздействия на природную среду региона.

МЕТОДИКА И РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

Государственная программа «Социально-экономическое развитие Арктической зоны Российской Федерации» определяет восемь опорных зон, в которых располагаются двенадцать сухопутных импактных районов [3]. Среди этих районов выделяется Западно-Кольский импактный район, уровень воздействия на природную среду в котором оценивается как кризисный [9]. Данный район сформировался на базе цветной металлургии – производства меди и никеля. Отличительной чертой является значительный объем выбросов загрязняющих веществ, прежде всего диоксида серы, в атмосферу.

Системный космо-картографический мониторинг импактных районов подразумевает слежение, анализ, оценку и визуализацию в виде ретроспективной, актуальной или прогнозной цифровой информационно-картографической документации всего комплекса параметров (эмиссия и концентрации загрязняющих веществ, нарушенность и восприимчивость природной среды к антропогенному воздействию) [7]. Выбор категории параметров определяет масштабный уровень исследования. В срезе космических методов наиболее актуален мониторинг содержания загрязняющих веществ и нарушенности природной среды.

В силу специфики медно-никелевого производства наибольшему загрязнению подвергается атмосферный воздух. Слежение за качеством атмосферного воздуха ведется сетью станций контроля Росгидромета и промышленных предприятий. Согласно этим данным индекс загрязнения атмосферы в пгт. Никель и г. Заполярный не превышает допустимых значений [4]. Однако, согласно исследованиям учёных МГУ им. М.В. Ломоносова загрязнённость атмосферы поллютантами в этих районах очень высока [6]. Особенность загрязнения воздуха крупными узкоспециализированными промышленными предприятиями состоит в значительном превышении концентраций ограниченного списка веществ, в то время как остальные наблюдаемые концентрации могут быть значительно ниже ПДК.

Научно-исследовательский спутник AURA (NASA, США) позволяет дистанционно измерять концентрации основных загрязнителей с помощью спектрометра OMI с пространственным разрешением 0,25x0,25°. Для исследования выбраны диоксид серы (SO_2), диоксид азота (NO_2), формальдегид ($HCHO$), взвешенные аэрозоли. Оценка производилась по материалам съёмок 2016 г. Полученные показатели синтезированы в интегральный индекс с корректирующим показателем, характеризующим экстремальные значения загрязнений. Значительное превышение относительно фонового уровня хотя бы по одному из веществ оказывает большое влияние на итоговую оценку уровня загрязнения атмосферы. Тем самым, устраняются концептуальные недостатки индексного подхода для оценки загрязнений в условиях арктических моногородов. На основе полученного индекса был составлен актуальный цифровой информационно-картографический документ, содержащий сведения об уровне загрязнения атмосферы Мурманской области в мелком масштабе 1:2 500 000 (рис. 1).

На северо-западе Мурманской области в районе пгт. Никель и г. Заполярный наблюдается повышенные значения индекса, что характеризует значительный уровень нагрузки на природные геосистемы. Очевидна необходимость крупномасштабного исследования Западно-Кольского импактного района с целью детализации степени и характера антропогенного воздействия на природную среду.

Угнетение растительности – репрезентативный индикатор экологического состояния природной среды импактных районов, возникших в результате становления медно-никелевого производства. Распространение многолетнемерзлых пород создает дополнительные препятствия для самоочищения почв от поллютантов. Негативное влияние на растительный покров носит кумулятивный характер.

Использование вегетационных индексов для целей оценки состояния растительного покрова широко используется в экологических исследованиях [2]. В рамках ретроспективного анализа импактных районов по разновременным космическим снимкам разработана методика выявления опасных экологических ситуаций, и с помощью существующих подходов к обработке и анализу снимков осуществлена реконструкция ареалов площадного распространения антропогенно нарушенных территорий в Западно-Кольском импактном районе АЗРФ.

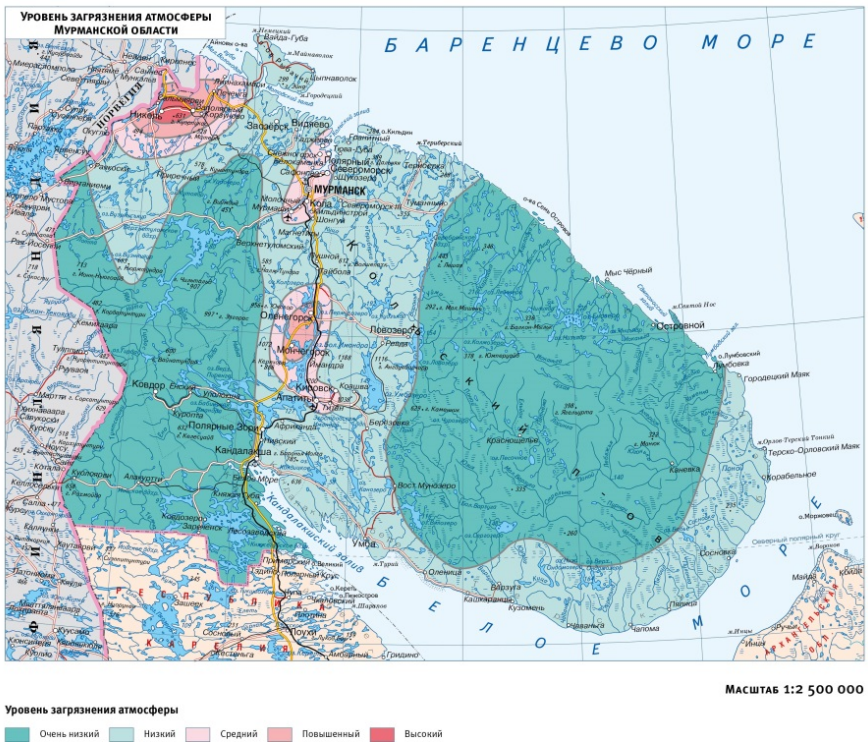


Рис. 1 Уровень загрязнения атмосферы Мурманской области. Масштаб 1:2 500 000

Среди всего многообразия вегетационных индексов (NDVI, SAVI, GEMI, NLI, RDVI) был выбран почвенный вегетационный индекс SAVI, так как на исследуемых территориях широко распространена тундровая растительность на каменистых грунтах, вследствие чего значительно влияние открытого грунта на значение вегетационного индекса, которое необходимо нивелировать [10].

Для оценки степени трансформации коренных ландшафтов под антропогенным воздействием с учетом вышеуказанных факторов предложена следующая методика. Были определены 20 эталонных участков для каждого типа коренных ландшафтов, на которых принимается допущение, что антропогенное влияние здесь минимально и не оказывает значительного влияния на содержание хлорофилла в растениях. Осредненное значение индекса для каждого коренного ландшафта считается референсным. Уменьшение значения индекса от референсного более, чем на 20% свидетельствует о значительной степени трансформации ландшафтов. Отклонения значений индекса SAVI от референсных более, чем на 80%, говорят о практически полном отсутствии растительного покрова или полной механической нарушенности (деградации) земель [8]. В результате составлен цифровой информационно-картографический документ, содержащий сведения о динамике антропогенной нарушенности земель Западно-Кольского ИРАЗ в ретроспективе за период 1973-2016 гг. в масштабе 1:1 000 000 (рис. 2).

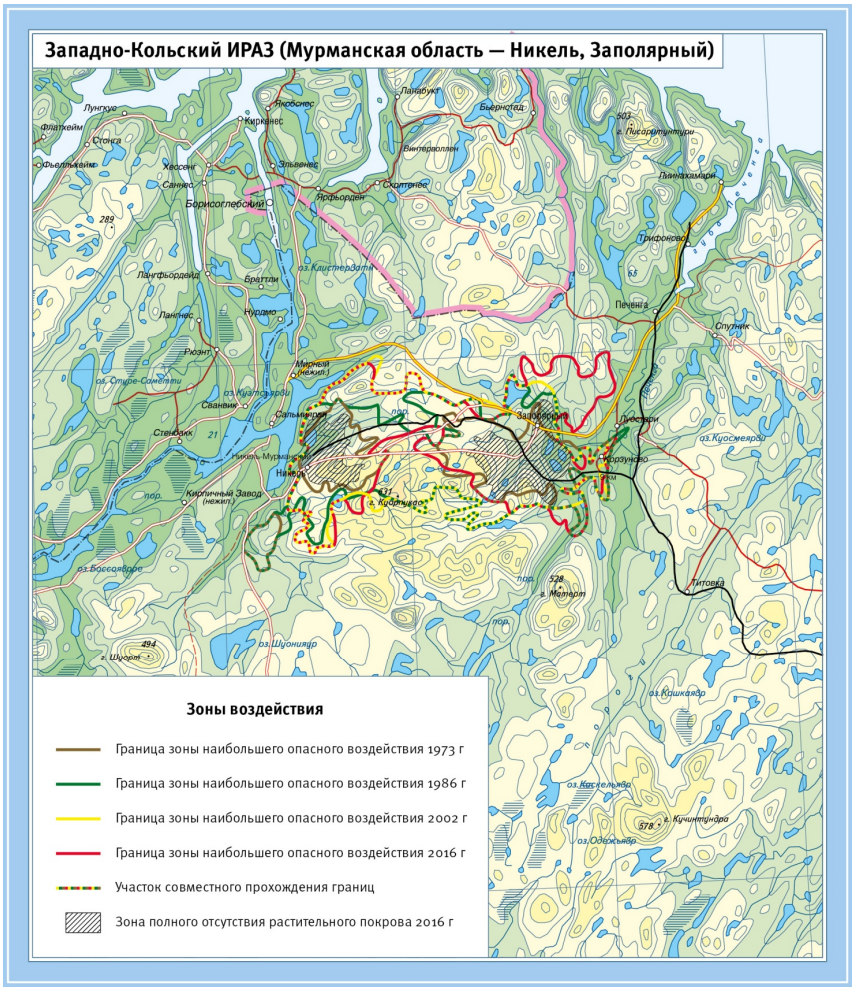


Рис. 2. Динамика антропогенной нарушенности земель. Западно-Кольский импактный район. Масштаб 1:1 000 000

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Средства космо-картографического мониторинга являются важным инструментом изучения импактных районов территории АЗРФ. Разнообразие данных ДЗЗ позволяет проводить мультимасштабные исследования, анализировать различные показатели, характеризующие экологическое состояние геосистем. Таким образом, реализуется системный подход в анализе функционирования импактных районов, обеспечивается актуальность исследования и объективность полученных результатов в интересах подготовки принятия решений на разных уровнях регионального управления.

Список используемых источников

1 *Аракчеев А.Н., Гомозов О.А., Желаннов С.А., Карпухин С.С., Носенко Ю.И., Черненко А.Н.* Комплексный космо-картографический мониторинг Арктической зоны Российской Федерации // Материалы II Всероссийской научно-практической конференции / АУ «Югорский НИИ геоинформационных технологий». Ханты-Мансийск. 2015. С.52-56.

2 *Бондур В.Г., Воробьев В.Е.* Космический мониторинг импактных районов Арктики // Исследование Земли из космоса. 2015. №4. С.4-24.

3 Государственная программа Российской Федерации «Социально-экономическое развитие Арктической зоны». М., 2017.

4 Государственный доклад о состоянии и об охране окружающей среды Мурманской области в 2016 г. Мурманск, 2017.

5 *Евсеев А.В., Красовская Т.М.* Закономерности формирования импактных зон в Арктике и Субарктике России // География и природные ресурсы. 1997. №4. С. 19-24.

6 *Евсеев А.В., Душкова Д.О.* Анализ техногенного воздействия на геосистемы Европейского Севера России // Арктика и Север. 2011. №4. С.1-34.

7 *Карпухин, С.С.* ГИС транспортного комплекса и цифровая информационно-картографическая документация // Геодезия и картография. – 2011. – №12. – С.28-33.

8 Национальный атлас Арктики. М.: Роскартография, 2017. 496 с.

9 ПРОЕКТ ЮНЕП/ГЭФ «Российская Федерация – Поддержка Национального плана действий по защите арктической морской среды». Горячие точки Севера России (Мурманская обл., Республика Карелия, Архангельская обл., Ненецкий АО, Республика Коми, Ямало-Ненецкий АО, север Красноярского края, Республика Саха, Чукотский АО). Прибрежные морские импактные районы Российской Арктики. М., 2008.

10 *Huete A.R.* A Soil-Adjusted Vegetation Index (SAVI) // Remote sensing of environment. 1988. Vol.25(3), P.295-309.

В.П. Бусыгин*
доктор технических наук, профессор;
О.И. Ковалевская*;
А.Е. Черненко*.
Ю.П. Вагин**
доктор технических наук;
И.Ю. Кузьмина**.
* ФГКУ «12 ЦНИИ» Минобороны России, г. Сергиев Посад-7
** АО «НПК «СПП», г. Москва

ИНТЕГРАЛЬНЫЕ ФУНКЦИИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОЭФФИЦИЕНТА ПРОЗРАЧНОСТИ АТМОСФЕРЫ ПО РЕТРОСПЕКТИВНЫМ ДАННЫМ САМОЛЕТНОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ОБЛАЧНОСТИ

На базе данных самолетного зондирования выполнен анализ статистических характеристик повторяемости метеоэлементов сплошной облачности. Изучено их влияние на амплитудные характеристики поля оптического излучения. Рассчитаны интегральные функции распределения коэффициента прозрачности атмосферы на трассах «земля-космос». Показана возможность использования полученных распределений для обоснования вероятности регистрации и порога чувствительности светотехнической аппаратуры космического базирования.

Ключевые слова: функция распределения, плотность вероятности, облачный слой, трасса «земля–космос», плотность потока, коэффициент прозрачности.

Поле оптического излучения подоблачного импульсного ненаправленного источника, формируемое в космосе на расстоянии R от него, зависит от множества параметров атмосферы, имеющих случайное пространственное и временное распределение. В работах [1, 2] показано, что основное влияние на характеристики поля на трассах «земля-космос» при облачной атмосфере оказывают вариации оптической толщины облаков $\tau_{обл}$. Влияние вариаций других метеоэлементов менее значимо, а их величины можно задать наиболее характерными значениями.

С учетом подходов, описанных в [5, 6], оптическая толщина облака в достаточно хорошем приближении определяется в виде

$$\tau_{обл} \approx 0{,}18 \cdot \Delta H \cdot W_{ср}, \quad (1)$$

где ΔH – суммарная геометрическая толщина облака, м;

$W_{ср}$ – средняя водность облака, г/м^3,

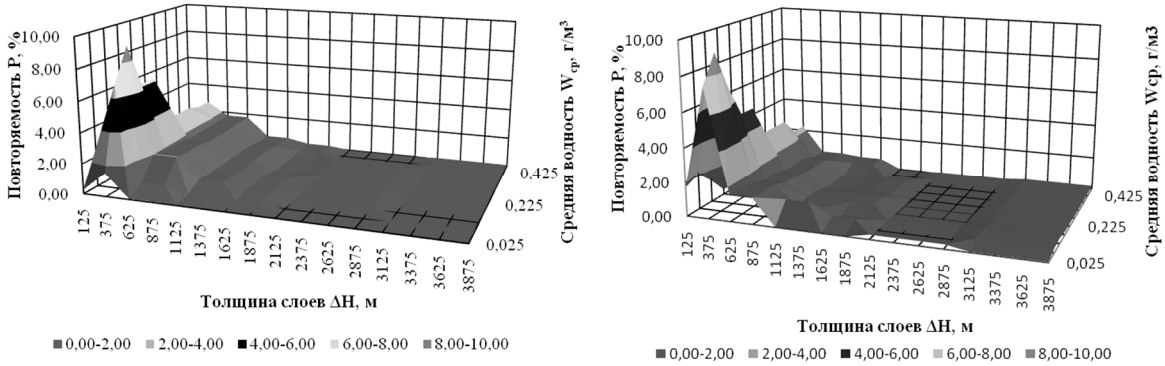
то есть $\tau_{обл}$ определятся комплексом метеоэлементов «ΔH и $W_{ср}$».

В основу построения дифференциальных функций распределения комплекса «ΔH и $W_{ср}$» положены ретроспективные данные самолетного зондирования атмосферы (ДСЗА) в 32 пунктах территории бывшего СССР [3]. Первая и единственная сеть такого зондирования была создана и функционировала под руководством ЦАО в период с 1957 по 1963 годы. Помимо впечатляющих пространственно-временных масштабов эксперимента, его уникальность заключалась в получении распределений метеокомплексов высокой (3 и 4-й) размерности, к тому же включающих в себя как метеоэлемент среднюю водность облаков, чего не было в зарубежных данных. Материалы измерений сосредотачивались в Отделении хранения и статистической обработки гидрометеорологических данных Мирового метеорологического центра (с 2004 года – ГУ Всероссийский НИИ гидрометеорологической информации – Мировой центр данных (ВНИИГМИ – МЦД) Росгидромета, г. Обнинск Калужской обл.). Отдельные результаты обработки и анализа данных, выполненные в интересах развития теории климата, методов долгосрочного прогноза погоды, удовлетворения запросов авиации и др. были опубликованы в Трудах ЦАО и ВНИИГМИ – МЦД, в монографиях и справочниках, например в работах [3, 5].

В 1970 - 1979 годы на базе ДСЗА в интересах Минобороны и ВПК был выполнен цикл работ по оценке повторяемостей значений метеорологических элементов облаков и их комплексов,

влияющих на процесс переноса коротких ненаправленных электромагнитных импульсов, в различных климатических районах страны. Научное-практическое руководство концептуальными вопросами обоснования вида и размерностей распределений, расчета репрезентативности оценок, статистического обобщения данных осуществляли ведущие специалисты ВКА имени А.Ф. Можайского, ЛГМИ (ныне РГГМУ), НИИ авиационной метеорологии (НИИАМ), в том числе, Солонин С.В., Наровлянский Г.Я., Казакевич Д.И., Маховер З.М. и др. Частично результаты этих работ представлены в НТО [4, 7].

Для примера, по данным [4, 7] авторами построены диаграммы среднегодовой повторяемости совместного наблюдения комплекса «ΔН и $W_{ср}$» для пунктов Москва (рис. 1а) и Ленинград (Санкт-Петербург) (рис. 1б).

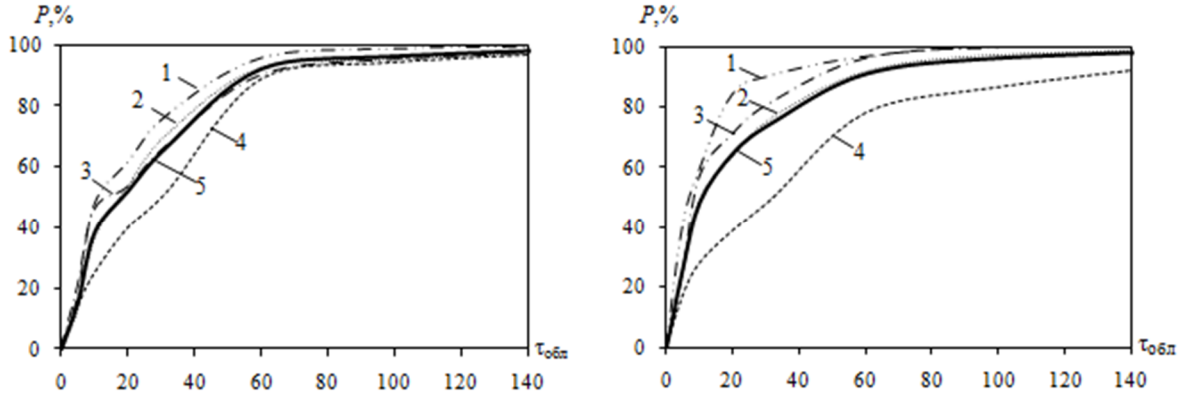


а б

Рис. 1 - Диаграммы среднегодовой повторяемости совместного наблюдения комплекса «ΔН и $W_{ср}$» для Москвы (а) и Санкт-Петербурга (б)

Анализ полученного материала показывает, что в рассматриваемых пунктах наблюдается преобладание достаточно тонкой, до 1 км, облачности, с максимальным значением около 0,4 км и с одним пиком повторяемости средней водности (с максимальными значениями около 0,125 г/м^3 для Москвы и 0,075 г/м^3 – для Санкт-Петербурга).

Используя зависимость (1) и данные рис. 1, получены интегральные функции распределения оптической толщины облаков, представленные на рис.2.



а б

Рис. 2. Интегральные функции распределения оптической толщины облаков над Москвой (а) и Санкт-Петербургом (б) . 1 – зима, 2 – осень, 3 – весна, 4 – лето, 5 – среднее за год

Анализ графического материала показывает, что область изменения оптической толщины для обоих районов достигает как минимум 140 единиц. Наибольшее различие в поведении сезонных функций наблюдается между зимним и летним сезонами во всех пунктах. Особенно ярко это выражено Санкт-Петербурге, где расхождения повторяемостей в области значения $\tau_{обл}$=60 достигает до 17 %.

Для трасс «земля-космос» вследствие значительной удаленности приемника, расположенного на космическом аппарате (КА), от подоблачного источника коэффициент ослабления оптического излучения E (плотность потока для источника единичной энергии) имеет достаточно малые значения. Поэтому при анализе результатов расчета удобнее пользоваться коэффициентом прозрачности атмосферы D [1]

$$D = \frac{E}{E(0)} = 4\pi \cdot R^2 \cdot E \qquad (2)$$

где $E(0)$ – плотность потока излучения в вакууме.

Характер изменения D с ростом оптической толщины облака при различных углах визирования υ показан на рис. 3 [1].

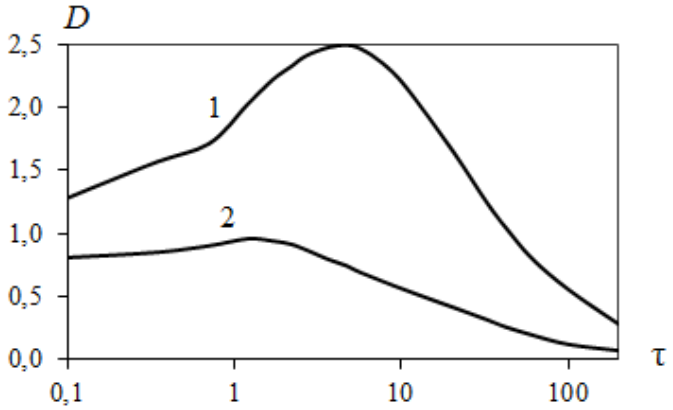


Рис. 3 - Зависимость коэффициента прозрачности от оптической толщины атмосферы. 1 – угол визирования υ = 0°, 2 – угол визирования υ = 60°

Используя полученные ранее интегральные функции распределения оптической толщины облаков и зависимость на рис. 3, рассчитаны интегральные функции распределения коэффициента прозрачности атмосферы, приведенные на рис. 4.

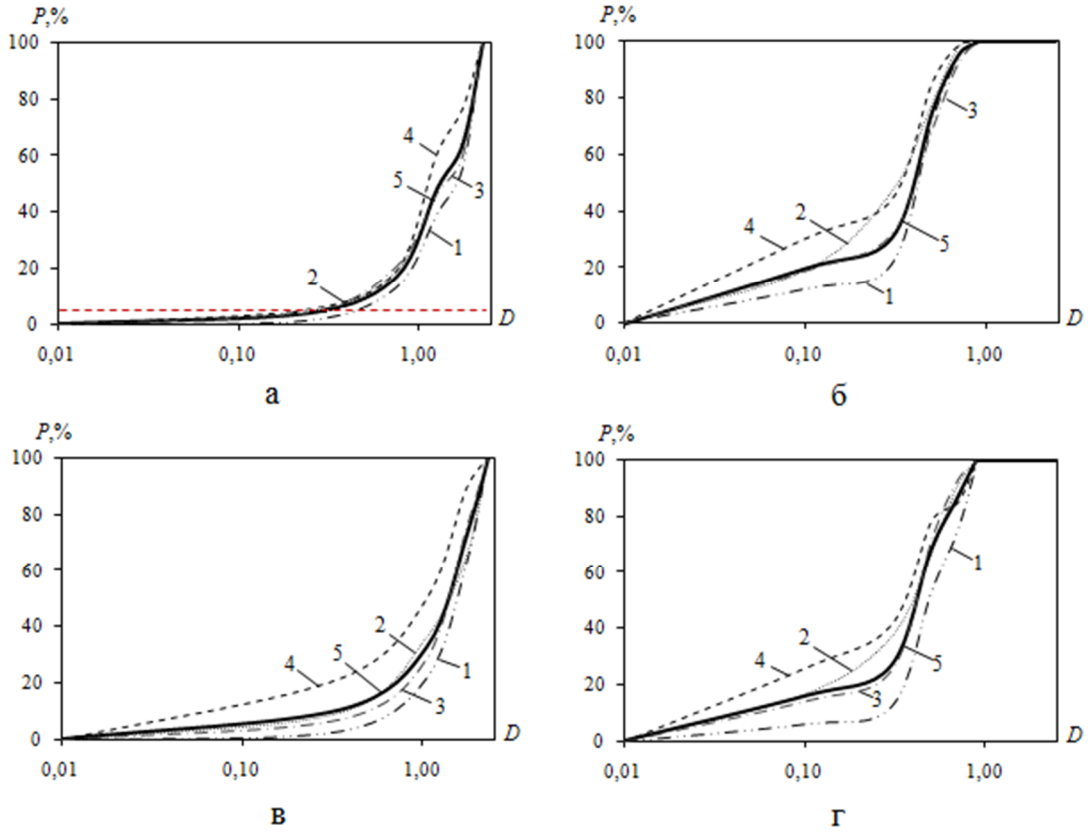


Рис. 4 - Интегральные функции распределения D для Москвы (а – υ = 0º, б – υ = 60º) и Санкт-Петербурга (в – υ = 0º, г – υ = 60º). Обозначения на графиках: 1 – зима, 2 – осень, 3 – весна, 4 – лето, 5 – среднее за год.

Усредняя данные пунктов зондирования (Архангельск, Казань, Каунас, Киров, Ленинград (Санкт-Петербург), Москва, Минск, Куйбышев (Самара), Волгоград, Безенчук, Рига, Ростов на Дону, Минеральные Воды и др.), можно получить распределения коэффициента прозрачности для отдельных районов. Так сделано, например, в [3], где выделены четыре района Европейской территории России (ЕТР): Север ЕТР, Северо-запад ЕТР, Центр ЕТР, Юг ЕТР. При этом, помимо станций, расположенных непосредственно на территории РФ, в алгоритм обработки можно включить станции, расположенные в настоящее время за границами РФ, но близкие по географическому положению и климатическим условиям, например, территории Прибалтийских республик, северо-восточной части республики Беларусь и др. Для ряда задач осреднение требуется провести по всей ЕТР (см. рис. 5).

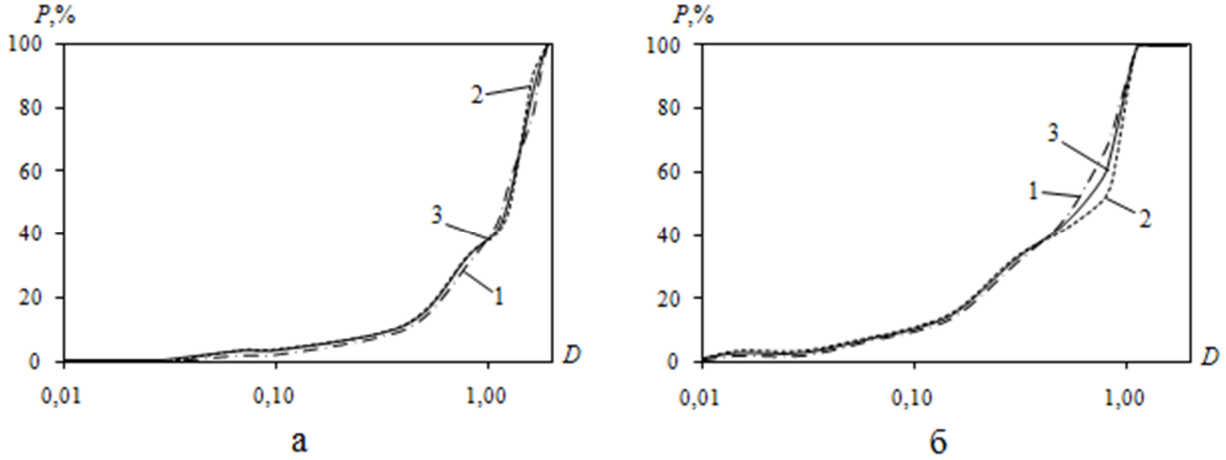


Рис. 5 - Интегральные функции распределения D для ЕТР (а – υ = 0º, б – υ = 60º). Обозначения на графиках: 1 – холодный период года, 2 – теплый период года, 3 – среднее за год.

Практическое применение полученных результатов. Энергетическая плотность потока оптического излучения Φ (Вт/см^2) на входе приемника является линейной функцией от коэффициента прозрачности D и определяется по формуле

$$\Phi = F \cdot \frac{D}{4\pi \cdot R^2} \ , \qquad (3)$$

где F (Вт) – поток оптического излучения в источнике, а функции распределения Φ имеют вид, подобный интегральным распределениям D.

Рассмотрим одно из возможных практических применений полученных результатов на примере метеорологических условий пункта Москва. Зададим значение вероятности $P = P_0 = 0{,}05$, которому, согласно рис. 4а, соответствует среднегодовое значение коэффициента прозрачности $D = 0{,}3$. Это означает, что с вероятностью $P_р = 1 - P_0 = 0{,}95$ случайная величина коэффициента D для пункта Москва будет превосходить значение 0,3, т.е. $D \geq 0{,}3$. Соответственно с той же вероятностью случайная величина энергетической плотности потока Φ должна превосходить значение $\Phi = \Phi_0$, рассчитанное по формуле (3) при $D \approx 0{,}3$.

Положим расстояние R от подоблачного источника до приемника, расположенного на высоте орбиты КА, при угле визирования $\upsilon = 0$ равным $2 \cdot 10^4$ км. Придадим величине Φ_0 смысл порога чувствительности приемной аппаратуры, равного, например, $2 \cdot 10^{-9}$ Вт/см^2. Тогда минимальное значение потока F, сигнал от которого будет зарегистрирован на орбите КА с вероятностью $P_р = 0{,}95$, должно составлять не менее $3{,}3 \cdot 10^{11}$ Вт. Величину $P_р$ здесь можно рассматривать, как вероятность регистрации, задаваемую требованиями на аппаратуру. Поток

в источнике соответствует, в частности, характеристикам излучения супермолний, достигающим, согласно [8], 10^{12} Вт и более.

Список используемых источников

1. *Бусыгин В.П., Бусыгина Н.Г., Вагин Ю.П., Кузьмина И.Ю.* Перенос оптического импульса на трассах Земля-Космос при наличии облачности // *Авиакосмическое приборостроение.* 2013. № 1. С. 3…11.
2. *Вагин Ю.П., Кузьмина И.Ю., Бусыгин В.П., Бусыгина Н.Г.* Поле точечного источника света за пределами атмосферы // Электромагнитные волны и электронные системы №1, 2013. с.56-59.
3. *Дубровина Л.С.* Облака и осадки по данным самолетного зондирования. Л.: Гидрометеоиздат, 1982. 216 с.

Метеорологические факторы и их влияние на работу радиотехнических устройств в различных климатических районах. / Научно-технические отчеты по теме «Радуга». // Л.: ЛГМИ, 1972 – 1975 гг.

Облака и облачная атмосфера / Под ред. Мазина И.П. и Хргиана А.Х. // Л.: Гидрометеоиздат, 1989. 648 с.

Фейгельсон Е.М., Краснокутская Л.Д. Потоки солнечного излучения и облака. // Л.: Гидрометеоиздат, 1978. 158 с

Физико-статистические характеристики полей метеорологических элементов и их комплексов. / Научно-технические отчеты по темам «Старт» - «Старт-4». // Л.: НИИ авиационной метеорологии и ЛГМИ, 1970 – 1979 гг.

Kirkland M.W. An examination of superbolt – class lightning events, observed by the FORTE satellite Space / LA - UR - 99 - 1685. Atmosphere Sciences Group Los Alamos National Laboratory. – New Mexico, 1999.

В.П. Бусыгин*
доктор технических наук, профессор;
И.Ю. Кузьмина**
* 12 ЦНИИ Минобороны России, г. Сергиев-Посад-7
** АО «НПК «СПП», г. Москва

ПЕРЕНОС КОРОТКИХ НЕНАПРАВЛЕННЫХ ОПТИЧЕСКИХ ИМПУЛЬСОВ ЧЕРЕЗ ОБЛАЧНЫЙ СЛОЙ

Исследуются физические аспекты переноса оптического излучения приземного точечного импульсного источника через облачный слой на приёмник, находящийся на космическом аппарате. Изучаются принципы формирования светящейся области на верхней границе облака, её амплитудно-временные и пространственные характеристики. Проводится сравнительные расчеты характеристик поля для молниевых разрядов.

Ключевые слова: оптический импульс, облачный слой, перенос «земля–космос», плотность потока, коэффициент прозрачности.

С точки зрения теории переноса излучения, оптический импульс $F(\lambda,t)$ можно считать коротким, если его длительность $\Delta t_и$ сопоставима или меньше отношения $l_{ср}/c$, где $l_{ср}$ – средняя длина пробега фотонов от источника до приёмника за вычетом длины прямого луча; c – скорость света; λ – длина волны; t –время. При распространении такого импульса происходит не только снижение его амплитуды, но и изменение временной формы, и, следовательно, полосы частот принимаемого сигнала $\Phi(t)$. Опираясь на данные работ [1, 2], полученные для аналогичных оптико-геометрических схем расчета, можно положить, что критичные значения отношения $l_{ср}/c$ не превосходят $(1 - 3) \cdot 10^{-3}$ с. Если приёмная система в спектральном диапазоне $\Delta\lambda$, принадлежащем окну прозрачности атмосферы, обладает спектральной характеристикой $K(\lambda)$, то сигнал $\Phi(t)$ на выходе приёмного тракта в достаточно хорошем приближении определяется методом математической свертки

$$\Phi(t) = E\int_0^t F_{\Delta\lambda}(t-t')\, J(t')\, dt' ,$$

где E – коэффициент ослабления излучения, являющийся решением стационарного уравнения переноса (имеет смысл светового импульса от источника единичной энергии);

$J(t)$ – импульсная характеристика трассы;

$F_{\Delta\lambda}(t)$ – интегральный поток излучения исходного импульса, определяемый формулой

$$F_{\Delta\lambda}(t) = \int_{\Delta\lambda} F(\lambda, t)\, K(\lambda)\, d\lambda .$$

Иногда вместо коэффициента ослабления E удобнее пользоваться безразмерным коэффициентом прозрачности атмосферы $D = 4\pi R^2 \cdot E$, где R – расстояние между источником и приёмником. Так же, как и величина E, коэффициент D является суммой прямого (бугеровского) $D_п$ и рассеянного $D_р$ излучений, но отражает, в основном, оптические эффекты переноса.

В работе обобщаются результаты исследований авторов по проблеме переноса коротких оптических импульсов точечного источника в оптически сложных средах, выполненных на основе метода Монте-Карло [2, 3]. Даётся качественный и количественный анализ процессов формирования и изменения величин D, $J(t)$ и $\Phi(t)$ в зависимости от состояния трассы и условий наблюдения. Основное внимание уделяется исследованию вопросов влияния оптической толщины облаков τ на ослабление (экстинкцию) излучения при его переносе из-под облачного слоя на космический аппарат, на особенности формирования вторичного источника излучения (светового пятна) на верхней границе облака (ВГО), на угловые характеристики выходящего с ВГО излучения, на индикатрисные эффекты наблюдения вторичного источника под различными зенитными углами визирования υ.

Показано, в частности, что коэффициент прозрачности D имеет мономодальную структуру с максимумом в области оптических толщин $\tau \approx 1$ до 5 единиц (см. рис. 1), что совпадает с наблюдениями солнечной яркости небосвода при полупрозрачных облаках. Видно, что значения D для определенных углов υ, значений длин волн λ и альбедо подстилающей поверхности $A_з$ превосходят значение D в вакууме в 2,5 и более раз, образуя аналог эффекта радиационного форсинга (изменения энергии оптического излучения на разных высотах в зависимости, в том числе, от характеристик облаков).

Показано что при наклонном визировании при тонкой облачности $\tau \approx 1 – 2$ наблюдаемое положение светового пятна совпадает с направлением на источник, но

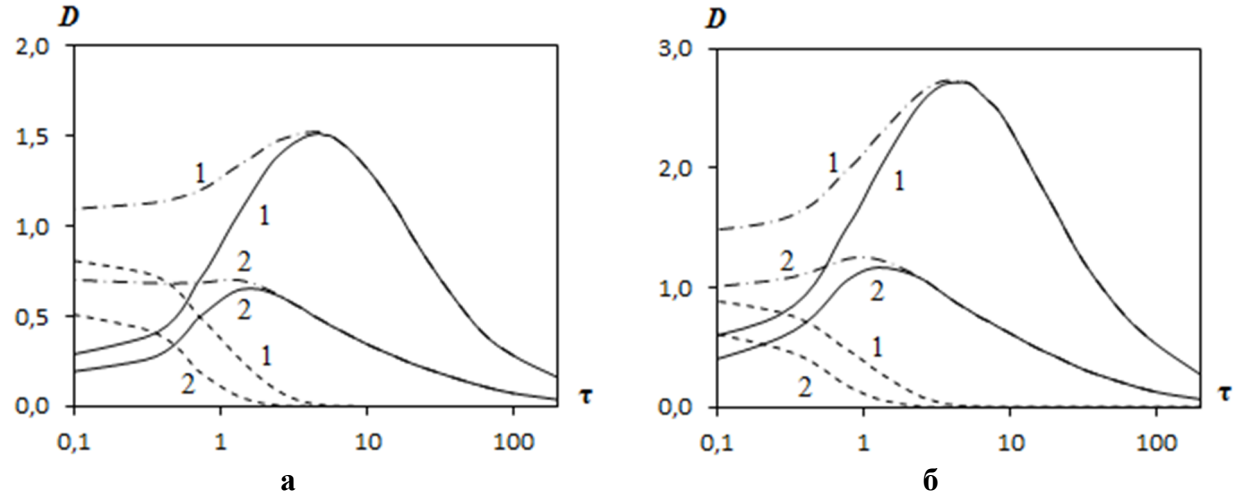


Рис. 1. Зависимость коэффициента прозрачности от оптической толщины атмосферы. Сплошные линии – рассеянное излучение, штриховые – прямое, штрихпунктирные – суммарное; 1 – $\upsilon = 0^o$, 2 – $\upsilon = 60^o$. а - λ=0,4 мкм; $A_з$=0,05; б - λ=0,9 мкм, $A_з$=0,35.

с увеличением оптической толщины до 3 – 5 единиц – сдвигается в сторону источника, а при $\tau \geq 10$ единиц – стабилизируется непосредственно над источником. Наблюдаемый дрейф светового пятна на ВГО для угла визирования $\upsilon = 60^o$ в зависимости от оптической толщины показан на рис. 2. Светлые и темные области на рисунке соответствуют значениям плотностей потока, превышающим на 1 и 2 порядка соответственно свечение периферийных областей. Это смещение наблюдаемого максимума яркости называется эффектом преломления рассеянного света. Линейный размер смещения составляет примерно 10 км, что позволяет локализовать зону расположения реального источника. При углах визирования υ, близких к нулю, световое пятно имеет форму круга

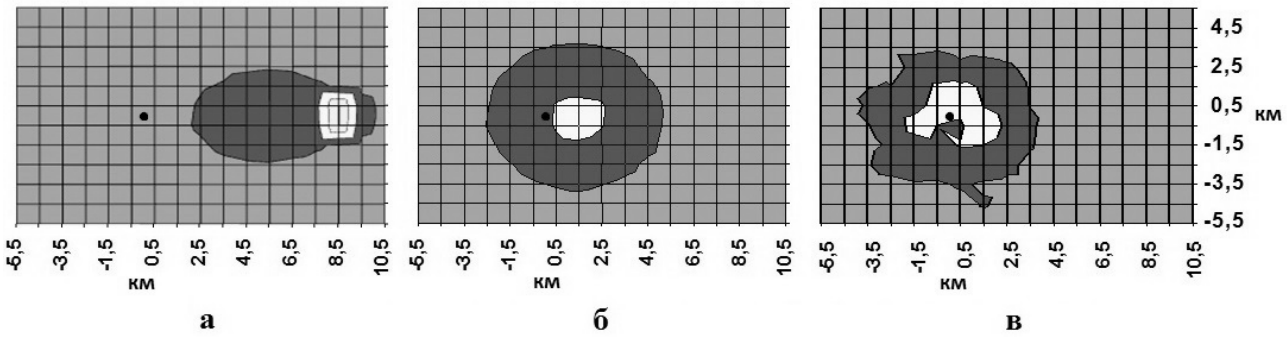


Рис. 2. Наблюдаемый дрейф светового пятна на ВГО при различных значениях оптической толщины. Высота ВГО – 5 км, υ=60°. Эпицентр источника обозначен точкой и совпадает с началом координат. а – τ=1; б – τ=10; в – τ=100

с достаточно четко выраженными границами, что подтверждается космическими снимками мощных подоблачных фотовспышек с высоты 300 км, приведенными в работе [4].

Начиная с $\tau \approx 20$, ослабевает зависимость углового распределения выходящего с ВГО излучения $f(\theta)$, где θ – угол выхода фотонов относительно направления в зенит, от вида индикатрисы рассеяния в облаке, т.е. степень ее вытянутости перестает играть существенную роль. Вид функции $f(\theta)$ отличается от закона Ламберта увеличенной примерно на 25% долей излучения в малых углах θ (см. рис. 3). Это означает, что наличие плотной облачности приводит к конфлюэнции (сближению) выходящего лучистого потока к малоугловой области. В то же время это свидетельствует о существенном снижении

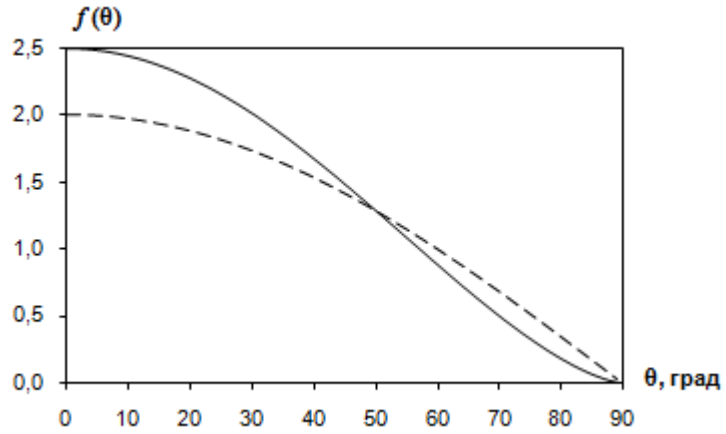


Рис 3. Угловое распределение выходящего из облачного слоя излучения (сплошная линия). Пунктиром показано распределение Ламберта

плотности потока излучения для наклонных углов визирования, особенно близких к горизонту. Перечисленные эффекты практически полностью определяют пространственно-угловую структуру поля излучения в окнах прозрачности атмосферы. При принятых значениях альбедо однократного рассеяния облачного вещества, равных $\approx 0{,}99996$, поглощение излучения не превосходит 6 – 10%, что находится в хорошем согласии с данными работы [6].

Анализ рассчитанных импульсных характеристик $J(t)$ (см. рис. 4 (а – г)) показывает, что с увеличением τ до 60 – 100 единиц наблюдается практически полное отсутствие фотонов с малыми длинами пробега, близкими к расстоянию от источника до приемника. Учитывая вышесказанное, это означает, что на приемник поступает излучение лишь от светового пятна на ВГО, не содержащее информацию о сигнатуре (теле яркости) излучающего объекта, то есть имеет место инкапсуляция (изоляция, сокрытие) реального источника.

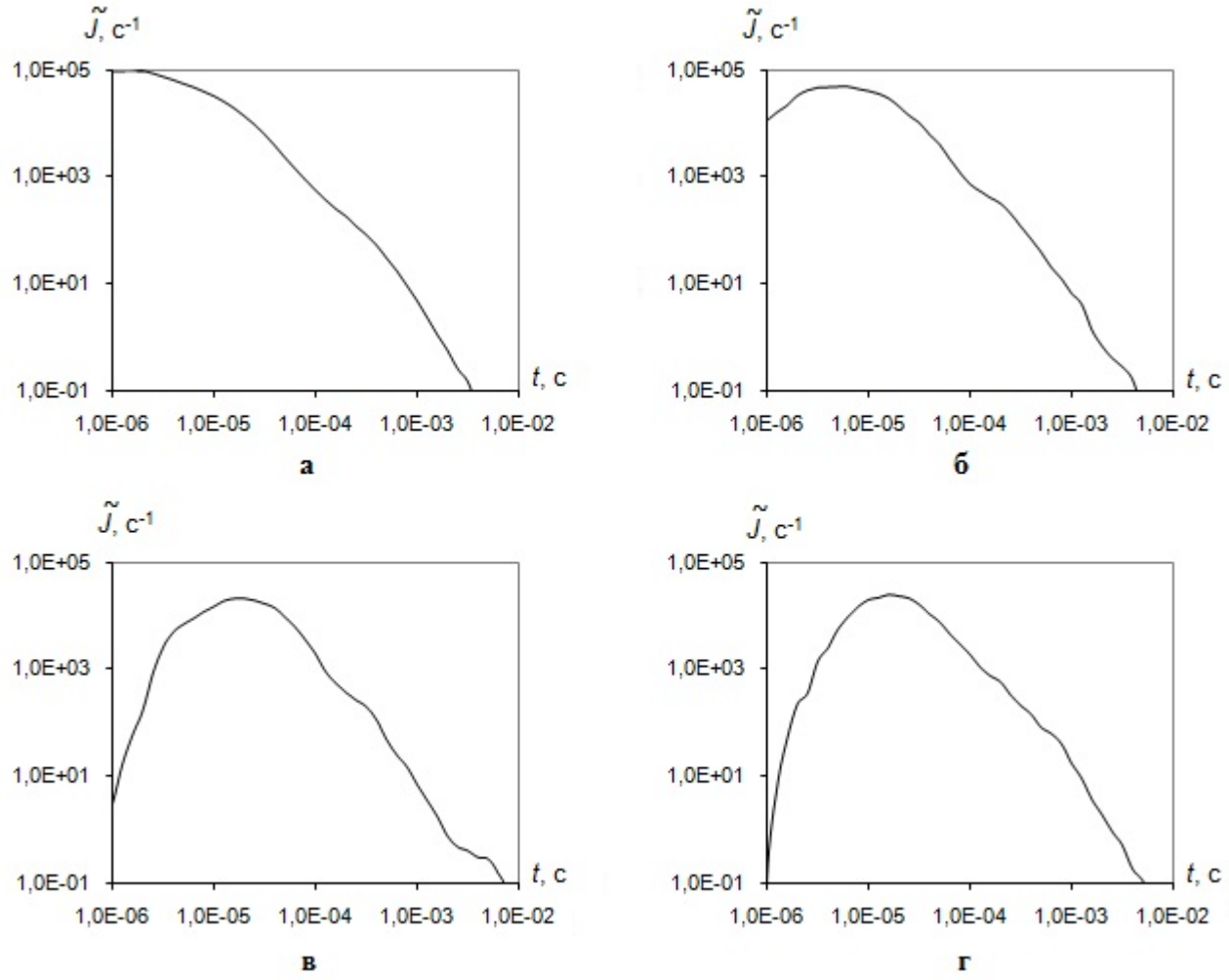


Рис. 4. Импульсные характеристики атмосферы при различных оптических толщинах облачного слоя. Высота ВГО – 2 км. а – $\tau = 10$, $\upsilon = 0°$; б – $\tau = 32$, $\upsilon = 0°$; в – $\tau = 100$, $\upsilon = 0°$; г – $\tau = 60$, $\upsilon = 60°$

Моды импульсных характеристик смещены в сторону тем больших значений времени, чем больше оптическая толщина облака. Так, при угле $v = 0°$ моды изменяются примерно от $1 \cdot 10^{-6}$ с – для облаков с $\tau = 10$ до $(1{,}5 - 2{,}0) \cdot 10^{-5}$ с – для облаков с $\tau = 100$. Это приводит к спонтанной демодуляции (понижению частоты) принимаемого сигнала.

Анализ расчетов показал, что зависимость, связывающая моду импульсной характеристики с оптической толщиной облака, близка к линейной, а кратность рассеяния фотонов в слое, составляющая $2 \cdot 10^3 – 2 \cdot 10^4$ раз, пропорциональна квадрату его оптической толщины. Эти результаты, показанные на рис. 5, дают основание говорить о диффузном характере исследуемого процесса и согласуются с выводами работы [6], в которой приведены подобные исследования для молниевых разрядов. Для более корректного сравнения результатов авторами кратко рассмотрены вопросы переноса оптических импульсов молниевых разрядов земля-облако [1].

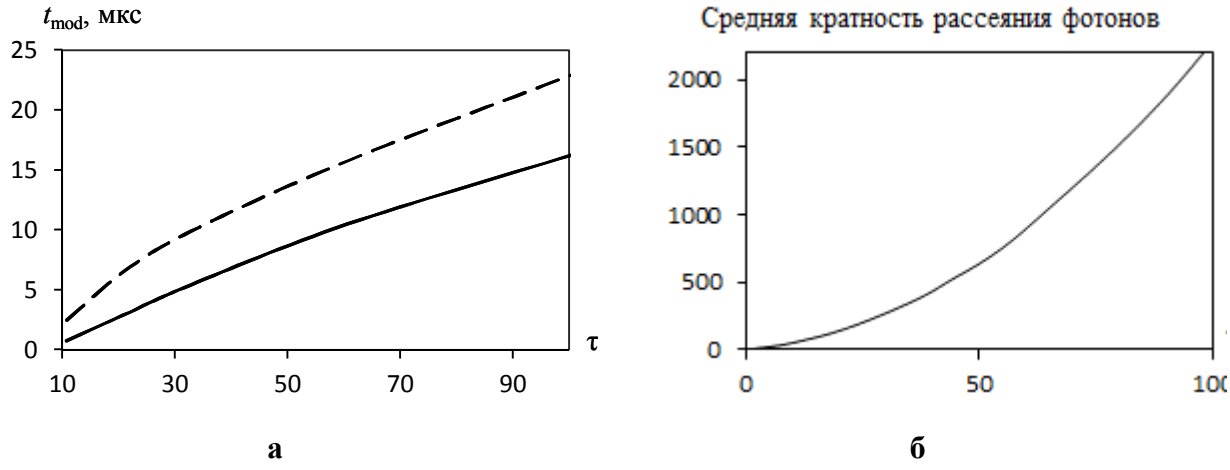


Рис. 5. Зависимости моды импульсной характеристики (а) и кратности рассеяния фотонов (б) от оптической толщины облачного слоя. Высота ВГО – 2 км. Сплошная линия – υ=0°, штриховая – υ=60°.

Для расчетов была выбрана модель импульса $F(\lambda, t)$ с длиной волны λ=0,4 мкм и временем максимума потока t_{max} = 135 мкс. Геометрически импульс моделировался как линейный изотропный источник, расположенный вертикально между поверхностью земли и нижней границей облака с оптической толщиной τ = 100. Расчеты показали близкие результаты для точечного и линейного источников, что еще раз подтвердило диффузный характер задачи. Вместе с тем было показано, что смещение Δt_{max} моды сигнала Ф (t) относительно моды импульса $F(\lambda, t)$ при толщине облака 1 км составляет 44 мкс и практически не изменяется в диапазоне углов визировании v от 0º до 60º. Таким образом, смещение Δt_{max} составляет около 30% от величины t_{max} импульса молнии и его необходимо учитывать при анализе измеренных сигналов $\Phi(t)$, особенно в алгоритмах, связанных с сопоставлением временных характеристик оптических и радио сигналов, как это делалось, например, при обработке экспериментальных данных космического проекта «FORTE» [5].

Список используемых источников

1. *Бусыгин В.П., Дмитриева Л.Р., Краснокутская Л.Д., Кузьмина И.Ю.,* Влияние параметров облачности на перенос оптического излучения молний в космос // Труды Гидрометцентра России. 2016. Выпуск 359. С. 73 – 89.
2. *Бусыгин В.П., Бусыгина Н.Г., Вагин Ю.П.* Импульсные характеристики трасс «Земля – Космос» // Инженерная физика. 2010. № 7. С. 3 – 12.
3. *Бусыгин В.П., Бусыгина Н.Г., Вагин Ю.П., Кузьмина И.Ю.* Перенос оптического импульса на трассах Земля-Космос при наличии облачности. // Авиакосмическое приборостроение. 2013.№1.С. 3-11.
4. Физика ядерного взрыва. Том 5. Контроль ядерных испытаний. М.: Физматлит, 2017. 788 с.
5. *Light T.E., Suszcynsky D.M., Yacobson A.R.* Coincident radio frequency and optical emissions from lightning, observed with the FORTE satellite. // J Glophys. Res. Vol. 106, № 82, 2001. . – P. 28,223 – 28,231.
6. *Light T.E., Suszcynsky D.M., Kirkland L.M., Yacobson A.R.* Monte-Carlo Simulation of Light Scattering bu Clouds. // LA-UR-99-4682. Los Alamos National Laboratory, New Mexico.

В. П. Галилейский*,
кандидат физико-математических наук;
А. И. Елизаров*,**,
кандидат технических наук;
В. Т Калайда**;
доктор технических наук
Д. В. Кокарев*;
А. М. Морозов*;
Н.Н. Скороход**
* Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск;
** Национальный исследовательский Томский государственный университет

ТЕКСТУРНЫЕ ПРИЗНАКИ И КЛАСТЕРНЫЙ АНАЛИЗ В ЗАДАЧАХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ

Рассматривается вопрос применения кластерного анализа в задаче классификации данных полученных по результатам дистанционного зондирования Земли. Предложен метод формирования вектора признаков изображения с помощью энергетических текстур Лавса.

Ключевые слова: обработка изображений, облачность, дистанционное зондирование Земли, текстурные признаки, локальные бинарные шаблоны, энергетические текстуры Лавса.

ВВЕДЕНИЕ

На сегодняшний день имеется большое количество систем космического мониторинга предназначенных для дистанционного зондирования Земли. Наиболее востребованной является информация о типах облачности и подстилающей поверхности, в первую очередь для составления краткосрочных погодных прогнозов. Задачу обнаружения облачности можно считать практически решенной, поскольку дистанционное зондирование Земли из космоса выполняется в различных спектральных каналах. И на основании этой информации реализована сегментация изображения на классы облачность и подстилающая поверхность. Эта информация доступна в виде изображения т.н. «облачной маски». Поэтому основное внимание, при разработке систем анализа спутниковых изображений, уделяется именно разделению изображения облачности на отдельные классы. Задача сегментации спутниковых изображений, и конкретно задача кластеризации облачности, заключается в разбиении на непересекающиеся области (классы) на основе схожести их спектральных или пространственных характеристик.

По способу выделения кластеров алгоритмы кластеризации можно разделить на две основные группы – иерархические и неиерархические. Основой иерархической кластеризации является последовательное слияние кластеров для образования больших структур или разделение больших кластеров на меньшие. Такая кластеризация зачастую имеет очень хорошую наглядность, но её используют лишь при небольших объёмах наборов данных. С возрастанием объёмов данных иерархические методы теряют все свои привлекательные свойства, тогда эффективными могут оказаться неиерархические методы, представляющие из себя итеративные алгоритмы разделения исходной совокупности. То есть весь набор данных делится на определённое количество кластеров или пока не сработает правило остановки.

При разработке методов и программных средств, применяемых для кластеризации спутниковых данных, необходимо учитывать следующие особенности:

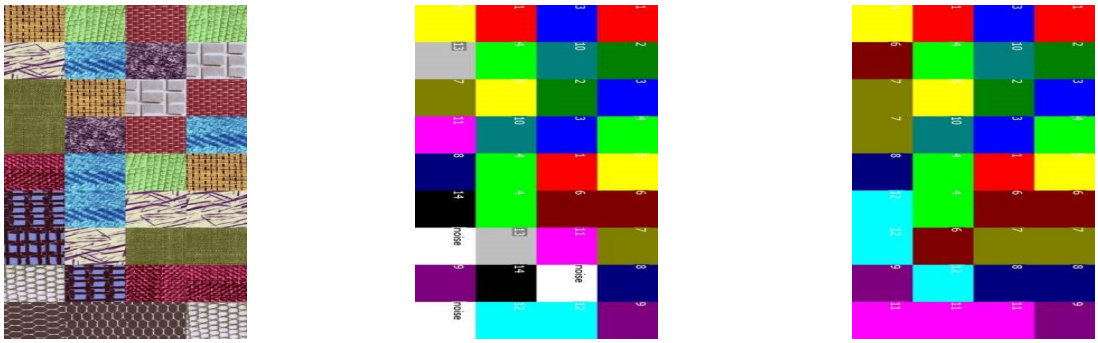
- большой объём исходных изображений (порядка10^6 точек);
- отсутствие априорной информации о количестве классов и соответственно их характеристиках;
- наличие «шума» и выбросов в данных.

С учетом этого, алгоритмы кластеризации должны обладать некоторыми особенностями, например, возможностью выделять кластеры произвольной формы с использованием минимальной априорной информацией, при этом число кластеров может быть заранее неизвестным. Алгоритмы и программные реализации должны обладать низкой вычислительной сложностью, иметь минимальное количество настраиваемых параметров и быть устойчивыми к различным шумам и случайным выбросам. Но в первую очередь необходимо определить набор признаков, который позволит качественно описать изображение и отдельные его детали.

ФОРМИРОВАНИЕ ТЕКСТУРНЫХ ПРИЗНАКОВ

В соответствии с международной классификацией облачность разделяют на различные виды и типы [1]. Одним из главных признаков для такого разделения является текстура. Текстура содержит важную информацию, которая используется людьми для интерпретации и анализа многих типов изображений. Текстура является характерным признаком, применяемым для сегментации изображений на области интереса и для классификации этих областей. Текстура описывает пространственное распределение цветов или значений интенсивности на изображении. Поскольку интерпретация спутниковых изображений синоптиками предполагает высокий уровень личной оценки и субъективности, в настоящее время, для кластеризации спутниковых данных, очень часто применяются искусственные нейронные сети [2] и текстурный анализ. Наиболее часто используются текстурные признаки изображения, сформированные на основании матрицы смежности интенсивностей [3]. Один из недостатков такого подхода – высокая вычислительная сложность. Кроме этого, нет однозначного решения при вычислении интегральных характеристик на основании матрицы смежности (проблема выбора направления и удаленности соседних пикселей. К недостаткам можно отнести и проблему выбора информативных текстурных характеристик, поэтому нами были рассмотрены другие способы, применяемые для описания текстуры изображения и не обладающими данными недостатками. В работе [4] был рассмотрен способ формирования вектора текстурных признаков основанного на вычислении гистограммы локальных бинарных шаблонов.

Локальный бинарный шаблон (ЛБШ) – это определенный вид признака, используемый для классификации в компьютерном зрении, и представляющий собой простой оператор, инвариантный к небольшим изменениям в условиях освещения и небольшим поворотам изображения. Базовый оператор ЛБШ, который применяется к пикселю изображения, использует восемь соседних пикселей, принимая центральный пиксель в качестве порога. На основе применения оператора ЛБШ к каждому пикселю изображения, строится гистограмма, в которой каждому равномерному коду ЛБШ соответствует отдельный столбец. Кластеризация выполняется на основании самих гистограмм, либо по признакам, рассчитанным по гистограммам, таких как энтропия, вариация, контраст, однородность. В ходе проведения экспериментов, по обработке различных типов изображений исследовались различные подходы к вычислению меры различия гистограмм ЛБШ и построению соответствующего решающего правила для классификации. Отмечено, что даже при использовании для кластеризации метода К-средних, удается надежно разделить изображение на непересекающееся множество отдельных классов. Что позволяет сделать выводы о применимости гистограммы ЛБШ, в качестве вектора признаков при текстурном анализе изображений. На рис. 1 представлен результат кластеризации синтезированного изображения, состоящего из набора различных текстур, с помощью метода К-средних.



а б в

Рис. 1. Пример кластеризации тестового изображения: а – исходное изображение; б – кластеризация на основе равномерных ЛБШ гистограмм; в – кластеризация на основе инвариантных к повороту операторов ЛБШ.

Гистограмма ЛБШ формируется в результате обработки участка изображения, поэтому основным недостатком такого способа формирования вектора текстурных признаков является неоднозначность выбора размера анализируемой области. В работе [5] Лавсом был предложен метод измерения энергии текстур, в пределах окна фиксированного размера, для формирования вектора текстурных признаков. Для вычисления энергетических характеристик используется набор из девяти масок, размерностью 5x5, сформированных на основе комбинаций локальных масок. Таким образом, текстурные признаки каждого пикселя изображения представляются в виде вектора из девяти чисел. Лавсом предложен следующий базовый набор векторов, для вычисления масок:

$$L=\begin{bmatrix}1 & 4 & 6 & 4 & 1\end{bmatrix},\ E=\begin{bmatrix}-1 & -2 & 0 & 2 & 1\end{bmatrix},\ S=\begin{bmatrix}-1 & 0 & 2 & 0 & -1\end{bmatrix},\ R=\begin{bmatrix}1 & -4 & 6 & -4 & 1\end{bmatrix}$$

Названия векторов описывают их предназначение, а индекс указывает на размерность вектора. Вектор L (Level) предназначен для вычисления симметричного взвешенного локального среднего значения. Вектор E (Edge) предназначен для обнаружения краев, S (Spot) – для обнаружения пятен, а R (Ripple)– для обнаружения фрагментов в виде ряби. Существует как расширенный набор векторов, так и векторов большей длины, однако целесообразность их применения не доказана. Двумерные маски формируются путем попарного произведения векторов. Пример вычисления и сформированный набор двумерных масок представлен на рис. 2.

$$\begin{bmatrix}-1\\-2\\0\\2\\1\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}1 & 4 & 6 & 4 & 1\end{bmatrix}=\begin{bmatrix}-1 & -4 & -6 & -4 & -1\\-2 & -8 & -12 & -8 & -2\\0 & 0 & 0 & 0 & 0\\2 & 8 & 12 & 8 & 2\\1 & 4 & 6 & 4 & 1\end{bmatrix}$$

а

	L	E	S	R
L	LL	EL	SL	RL
E	LE	EE	SE	RE
S	LS	ES	SS	RS
R	LR	ER	SR	RR

б

Рис. 2. а – пример формирования маски EL; б – набор сформированных двумерных масок.

Процесс вычисления текстурных признаков Лавса, как правило, начинается с этапа предварительной обработки изображения, который заключается в минимизации влияния освещения. Для этого по изображению перемещается небольшое окно и из значения каждого пикселя вычитается локальное среднее значение. В результате данной предварительной обработки формируется изображение, на котором средняя интенсивность каждой окрестности пикселя близка к нулевому значению. Размер окна зависит от типа изображений, но в большинстве случаев для естественных сцен выбирается окно размерами 15 x 15.

На следующем этапе, к полученному изображению применяется каждая из шестнадцати масок, формируя шестнадцать фильтрованных изображений F_k. Для каждого такого

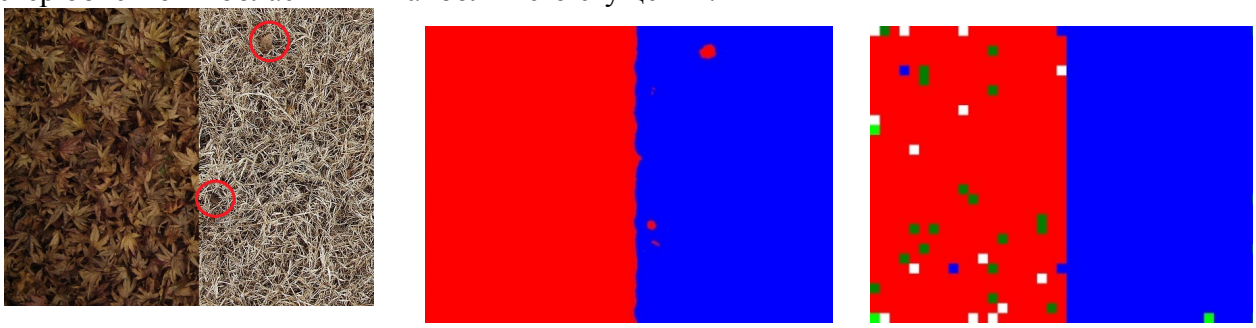
изображения Лавсом определена энергетическая текстурная карта E_k, рассчитываемая попиксельно в соответствии со следующим выражением:

$$E_k(r,c) = \sum_{j=c-7}^{c+7} \sum_{i=r-7}^{r+7} \left| F_k(i,j) \right|$$

Каждая текстурная энергетическая карта является полноразмерным изображением, которое представляет результат обработки входного изображения с использованием k -й маски. Некоторые из полученных карт являются симметричными. Например, обнаружение вертикального края получается с использованием маски *LE*, а обнаружение горизонтального края с помощью маски *EL,* поэтому общее содержание краев будет определяться средним значением *EL* и *LE*, обозначаемую $E^{\overline{LE}}$. Каждая симметричная пара карт заменяется усредненной, и результате получаем девять энергетических текстурных карт:

$$E^{SS}, E^{RR}, E^{EE}, E^{\overline{LE}}, E^{\overline{LR}}, E^{\overline{ES}}, E^{\overline{LS}}, E^{\overline{ER}}, E^{\overline{SR}}$$

Таким образом, используя фильтры Лавса, для любого пикселя исходного изображения мы формируем вектор характеристик текстуры в окрестности выбранного пикселя. Для оценки эффективности использования таких текстурных признаков было проведено сравнение результатов кластеризации синтезированного изображения с использованием двух подходов – анализ гистограмм ЛБШ и текстурных признаков Лавса. В качестве алгоритма кластеризации был выбран алгоритм FOREL [6], основанный на идее объединения в один кластер объектов в областях их наибольшего сгущения.



а б в

Рис. 3. а – исходное изображение, красным кругом, на правой части, обозначены места с присутствием текстур из левой части; б, в – кластеризация изображения с применением признаков Лавса и гистограмм ЛБШ.

Результат кластеризации изображения, представленный на рис. 3, показывает что, применение в качестве текстурных признаков энергетических карт Лавса дает более качественный результат, по сравнению с гистограммами ЛБШ. Кроме этого отпадает необходимость в выборе таких параметров как размер области, шаг и направление её смещения, используемых для построения гистограммы ЛБШ или при вычислении матрицы смежности. По скорости вычисления признаков, подход Лавса также имеет преимущество. Но при всех достоинствах, данный подход обладает некоторыми недостатками. Самым существенным является тот факт, что если при расчете текстурных признаков не учитывать цветовые компоненты *RGB*, а работать с полутоновым изображением, то на гладких участках (без особенностей и перепадов яркости) выделить текстурные особенности проблематично, и такие участки изображения не различимы, в текстурном плане. В дальнейшем нами планируется модифицировать рассмотренный метод для устранения этого недостатка. Одним из вариантов может стать формирование вектора текстурных признаков с учетом как энергетических карт Лавса так и с учетом информации рассчитанной по локальным бинарным шаблонам.

Список используемых источников

1. Беспалов Д. П., Девяткин А. М. и др. Атлас облаков. — СПб: Д’АРТ, 2011. — 248 с. — ISBN 978-5-905264-03-0.

2. R. L. Bankert and D. W. Aha «Improvement to a neural network cloud classifier» J. Appl. Meteorol., vol. 35, no. 11, pp. 2036–2039, Nov. 1996.

3. Харалик Р.М. Статистический и структурный подходы к описанию текстур // ТИИЭР. 1979. – Т. 67. – № 5.

4. Галилейский В.П., Елизаров А.И., Кокарев Д.В., Морозов А. М. Текстурный анализ облачности с использованием гистограммы пространственной разности яркости // Оптика атмосферы и океана. Физика атмосферы: Сборник докладов XXII Международного симпозиума. ISBN 978-5-94458-159-4. - Томск: Изд-во ИОА СО РАН, 2016. С. В257-В260.

5. K. Laws. Rapid texture identification // SPIE, 1980. – Vol. 238. – p. 376-380.

6. Загоруйко Н. Г. Прикладные методы анализа данных и знаний. — Новосибирск: ИМ СО РАН, 1999.

И.Н. Андрианов;
А.Н. Григорьев,
доктор техн. наук;
Г.Г. Дмитриков;
В.В. Зайцев*,
кандидат техн. наук;
Е.Ф. Чичкова*,
кандидат геогр. наук;
*ЦКУ «КосмоИнформ-Центр» ГУАП, г. Санкт-Петербург

ПРОЦЕДУРЫ АНАЛИЗА ПРОСТРАНСТВЕННОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ В СОСТАВЕ ТЕХНОЛОГИИ ФОРМИРОВАНИЯ АКТУАЛЬНЫХ БАЗОВЫХ ГЕОДАННЫХ

Рассматривается проблемный вопрос построения актуальных базовых пространственных данных на основе снимков, получаемых с борта космического аппарата за ограниченные интервалы времени. Проблема состоит в необходимости выполнения анализа сложного пространственного распределения облачности. Предложено использовать маски облачности, на основе которых выполняются разработанные процедуры пространственного анализа распределения облачности. Указанные процедуры позволяют оценить возможность получения качественного результата на предварительных этапах формирования актуальных базовых пространственных данных и выделить безоблачные участки на исходных изображениях. Представлено общее описание модернизированной технологии формирования базовых пространственных данных и показан пример ее использования для решения задачи регионального уровня.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, многоспектральная съемка, геоинформационная система, базовые пространственные данные, маска облачности.

ВВЕДЕНИЕ

В информационных системах общего и специального назначения, оперирующих пространственными данными [1], в качестве основы используются базовые пространственные данные (БПД), типовой состав которых включает цифровые геопривязанные изображения поверхности Земли [2]. Указанные изображения (геоданные) могут формироваться в результате обработки данных многоспектральной съемки, выполняемой с борта космического аппарата (КА), и, как правило, представляют местность в естественных цветах. В информационных системах глобального, государственного и регионального уровней пространственный охват территории существенно превосходит размеры отдельного снимка на местности. При этом обобщенные типовые требования к качеству растровых БПД определяют целесообразность использования исходных снимков сверхвысокого, высокого и среднего пространственного разрешения. В силу этого, тема исследований, посвященных решению задач по формированию БПД на основе материалов съемки с борта КА, характеризуется актуальностью.

Растровые БПД должны характеризоваться полнотой [2], что обуславливает при формировании БПД необходимость минимизации доли изображения облачности, присутствующего на исходных снимках. Традиционная технология формирования БПД по снимкам, получаемым из архивных банков данных дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ), основывается на отборе изображений, наиболее качественных в изобразительном отношении (характеризующихся малыми показателями покрытия территории облачностью – с долей проективного покрытия не более 15 – 20%). Пространственное распределение облачности анализируется оператором, который выполняет манипуляции по фрагментированию и комбинированию исходных снимков для устранения изображений облачности. Негативные эффекты от применения указанного подхода состоят в увеличении ресурсоемкости процесса получения БПД и в нарушении временной однородности результирующих данных в силу использования ретроспективных наборов снимков, сформированных в течение значительных (многолетних) интервалов времени. На практике

итоговые БПД формируются из изображений, для которых разброс дат их получения может составлять единицы лет и более.

Нарушение временной однородности явно наблюдается при изучении БПД в широко используемых картографических интернет-сервисах, а именно: Яндекс-Карты, Google Maps, Bing Maps и другие. При этом решение отдельных прикладных задач в областях государственного, муниципального и корпоративного управления, рационального природопользования, техногенной и экологической безопасности основывается на БПД, характеризующихся актуальностью, и, как следствие, высокой временной однородностью.

Цель настоящей работы состоит в усовершенствовании существующей технологии формирования БПД за счет разработки и внедрения процедур автоматизированного анализа пространственного распределения облачности, обеспечивающих использование снимков с высокой долей покрытия облачностью (более 20%) и со сложным её распределением.

ПОДХОД К АНАЛИЗУ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОБЛАЧНОСТИ НА СНИМКЕ

В рамках известной технологии формирования растровых БПД устранение изображения облачности основывается на визуальном анализе, выполняемом оператором с выделением «безоблачных» участков на исследуемых изображениях. При этом для обработки пространственных данных используется специальное программное обеспечение систем комплексной обработки данных ДЗЗ и геоинформационных систем [3].

В случае использования снимков, полученных на заданный район в течение сокращенного промежутка времени, например, за отдельный сезон года, могут иметь место условия, при которых возникает необходимость обработки изображений с разным значением показателя покрытия облачностью. При этом облачность представляет собой оптическую помеху со случайным пространственным распределением. Существующий опыт показывает, что структура изображения облачности в конкретных случаях съемки с борта КА может характеризоваться разными степенями сложности. Примеры реальных изображений с облачностью, полученных в течение одного летнего сезона 2017 года в рамках космической программы ДЗЗ Landsat-8, представлены на рисунках 1а – 1в. Соответственно доля покрытия подстилающей поверхности облачностью составляет приблизительно 10, 20 и 30%.

Для автоматизации процедур формирования БПД предлагается использовать пространственные данные – маску облачности, в явном виде описывающую распределение облачности на соответствующем снимке. В общем случае маска облачности представляет собой бинарный тематический растр, значения элементов которого соответствуют, например, двум классам, а именно: значение «1» – «облачность присутствует в элементе пространственного разрешения» и значение «0» – «облачность отсутствует в элементе пространственного разрешения». Примеры изображений масок облачности представлены на рисунках 1г – 1е.

Маски облачности могут формироваться по исходным изображениям с использованием фрактальных преобразований, нейронных сетей и методов обработки многоспектральных снимков. В частности, возможность картографирования облачности на основе многоспектральных снимков от отечественных космических средств ДЗЗ отмечается в работе [4]. Разработки методов построения масок облачности в России ведутся сотрудниками ВКА имени А.Ф. Можайского, Санкт-Петербургского государственного университета аэрокосмического приборостроения, Института космических исследований РАН, Института оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН и других организаций. В работах [5, 6] представлены общие положения по детектированию облачности на основе обработки многоспектральных данных и примеры практического использования масок облачности при решении прикладных задач.

Таким образом, предлагается наряду с исходными изображениями подстилающей поверхности, предназначенными для формирования БПД, использовать соответствующие им маски облачности. Свойства масок облачности позволяют повысить степень автоматизации

процедур для анализа качества исходных изображений, а также использовать снимки с высоким показателем покрытия и сложным распределением облачности, обработка которых визуально-инструментальным методом является в большей степени трудоемкой.

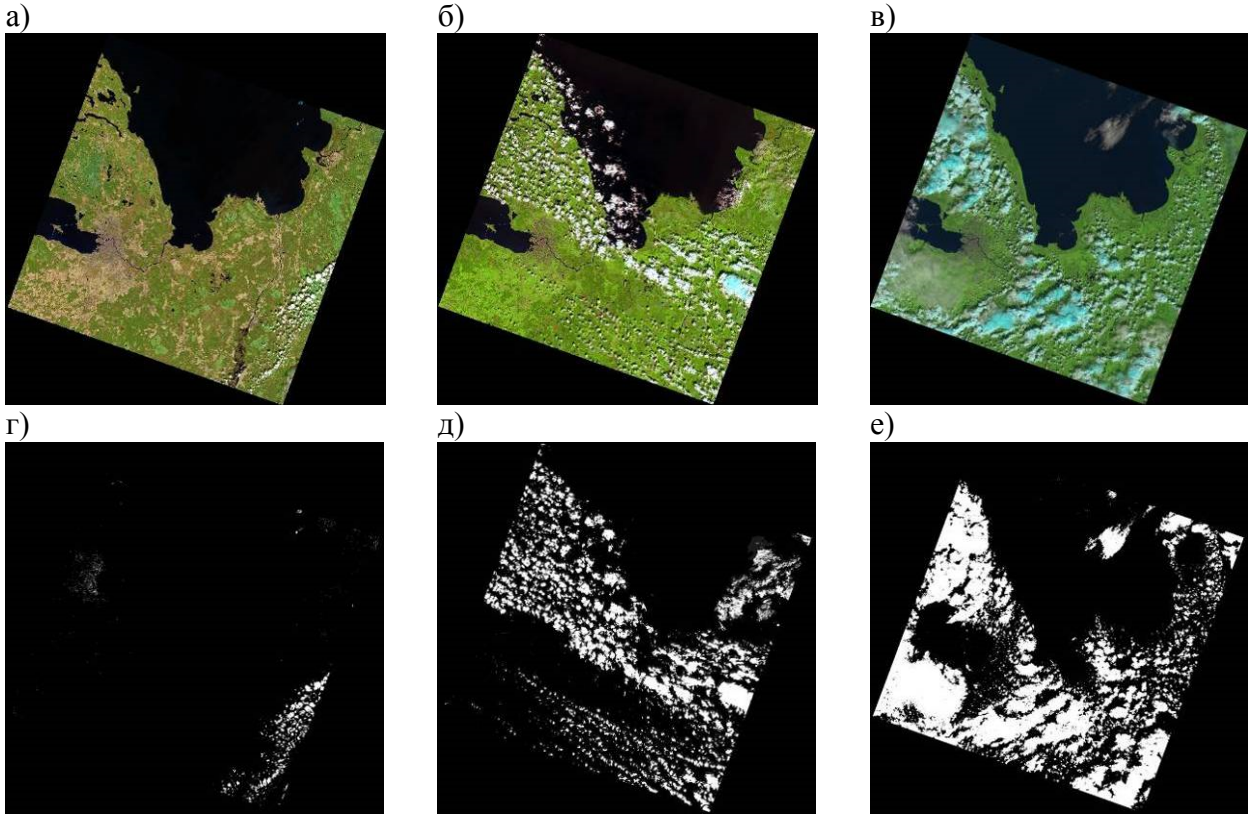


Рис.1. Примеры данных многоспектральной съемки (а – в), зарегистрированных в мае, июне и июле 2017 года, и соответствующих масок облачности (г – е)

ФОРМАЛИЗОВАННОЕ ОПИСАНИЕ ПРОЦЕДУР ПРОСТРАНСТВЕННОГО АНАЛИЗА МАСОК ОБЛАЧНОСТИ

Пусть для формирования БПД имеется A многоспектральных снимков I_a, a=1(1)A. Отдельный многоспектральный снимок I_a при допущении, что все A снимков идентичны по объему и спектральным свойствам, может быть представлен в виде трехмерного массива данных

$$I_{a,[M,N,L]} = \left\| i_{a,m,n,l} \right\|_{M,N,L},\ m = 1(1)M,\ n = 1(1)N,\ l = 1(1)L,$$

где M, N, L – соответственно число строк, столбцов и спектральных каналов снимка I_a.

Для каждого снимка I_a известны параметры и функция пространственной привязки F^S, позволяющие представить их элементы в общей плоской прямоугольной системе пространственных координат (x, y),

$$i_{a,m,n,l} \xrightarrow{F_a^S} i_{a,x,y,l},\ x \in (x', x''),\ y \in (y', y'').$$

Диапазоны изменения координат (x', x''), (y', y'') в упрощенном виде определяют границы заданного района, а также размер растра БПД D в элементах пространственного разрешения. Для заданного района в естественных цветах (RED, GREEN, BLUE, поэтому l = 3) на основе обобщенной функции пространственно-спектральной селекции F^{RGB} из множества исходных снимков $I_{\{A\}}$ формируются БПД D

$$\left\langle i_{a,x,y,l} \right\rangle_A \xrightarrow{F^{RGB}} d_{x,y,3},\ D_{[\Delta x,\Delta y,3]} = \left\| d_{x,y,3} \right\|_{\Delta x,\Delta y,3},\ \Delta x = x'' - x',\ \Delta y = y'' - y',\ x = 1(1)\Delta x,\ y = 1(1)\Delta y.$$

Параметры многоспектрального снимка I_a позволяют получить соответствующую маску облачности C_a с использованием известной функции детектирования облачности в элементе снимка F^C и выполнить его пространственную привязку с использованием функции F^S

$$I_{a,[M,N,L]} \xrightarrow{F_a^C} C_{a,[M,N]},\ C_{a,[M,N]} = \left\| c_{a,m,n} \right\|_{M,N},\ c_{a,m,n} = \begin{cases} 1, \because F_a^C = TRUE \\ 0, \because F_a^C = FALSE \end{cases},\ c_{a,m,n} \xrightarrow{F_a^S} c_{a,x,y}.$$

Анализ возможности отображения элемента пространственного разрешения d с координатами (x, y) в формируемых БПД на основе хотя бы одного исходного «безоблачного» элемента выполняется с использованием операции A-операндной (A-нарной) конъюнкции, что обеспечивает построение результирующей маски облачности $C_{[\Delta x,\ \Delta y]}$ для БПД

$$c_{x,y} = c_{1,x,y} \wedge c_{2,x,y} \wedge \ldots \wedge c_{a,x,y} \wedge \ldots \wedge c_{A-1,x,y} \wedge c_{A,x,y},\ C_{[\Delta x,\Delta y]} = \left\| c_{x,y} \right\|_{\Delta x,\Delta y}.$$

При $c_{x,y} = 0$ существует возможность получить элемент БПД $d_{x,y,3}$ на основе одного или более исходных изображений I_a, а при $c_{x,y} = 1$ имеет место присутствие изображения облачности в элементе с координатами (x, y) на всех исходных снимках I_a. Для априорного оценивания качества формируемых БПД вычисляется показатель покрытия облачностью C_D

$$C_D = \sum_{x=x'}^{x''} \sum_{y=y'}^{y''} c_{x,y} \Big/ \left(\Delta x \cdot \Delta y \right).$$

ОБОБЩЕННОЕ СОДЕРЖАНИЕ МОДЕРНИЗИРОВАННОЙ ТЕХНОЛОГИИ ФОРМИРОВАНИЯ БПД И ПРИМЕР РЕЗУЛЬТАТА ЕЁ ПРИМЕНЕНИЯ

На основании выполненных исследований предлагается технология формирования БПД, этапы которой включают следующие обобщенные процедуры.

1. Определение исходных требований к БПД по актуальности, по пространственному охвату (x', x''), (y', y'') и пространственному разрешению.
2. Отбор исходных снимков I_a на основе сформулированных требований.
3. Расчет масок облачности C_a.
4. Определение «безоблачных» зон снимков I_a на основе масок облачности C_a.
5. Анализ распределения облачности на основе A-операндной конъюнкции элементов $c_{x,y}$.
6. Построение результирующей маски $C_{[\Delta x,\ \Delta y]}$.
7. Априорное оценивание качества формируемых БПД (вычисление C_D).
8. Определение смежных фрагментов снимков I_a на основе выделенных «безоблачных» зон, предназначенных для формирования непрерывных БПД по заданному пространственному охвату (x', x''), (y', y'').
9. Яркостная коррекция (выравнивание яркости) фрагментов снимков I_a с целью улучшения изобразительного качества формируемых БПД.
10. Объединение фрагментов снимков I_a в единое изображение (построение мозаики снимков), соответствующее БПД.

Процедуры (1), (2), (8) – (10) являются типовыми для технологии формирования БПД. В свою очередь, разработанные процедуры (3) – (7) обеспечивают модификацию указанной технологии в части автоматизации анализа пространственного распределения облачности по исходным снимкам. Кроме того, на уровне процедуры (7) имеется возможность оценить пригодность формируемых БПД и скорректировать (дополнить) состав исходных снимков для минимизации показателя C_D.

На основе указанной технологии реализован контрольный пример по формированию актуальных БПД на территорию города Санкт-Петербурга и Ленинградской области. Использованы многоспектральные снимки среднего пространственного разрешения, зарегистрированные в течение периода времени июнь – сентябрь 2017 года. Обзорное изображение полученных БПД представлено на рисунке 2. В полученных результатах доля неустраненного изображения облачности, по своему качеству затрудняющего визуальное дешифрирование объектов на поверхности Земли, составляет не более 3%.

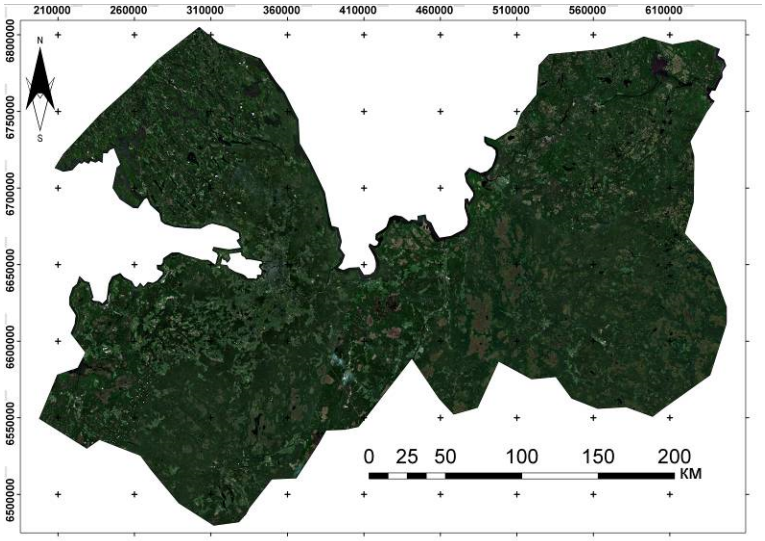


Рис.2. Изображение БПД среднего пространственного разрешения

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проблемный вопрос формирования актуальных базовых пространственных данных на основе многоспектральных снимков, получаемых за ограниченные интервалы времени с борта КА, решается за счет внедрения новых процедур для автоматизированного анализа пространственного распределения облачности. Указанные процедуры, основанные на обработке масок облачности, обеспечивают повышение степени автоматизации этапа по определению безоблачных участков исходных изображений и позволяют априорно оценивать качество формируемых БПД по результирующему показателю покрытия облачностью. При этом обеспечивается возможность использования для формирования БПД снимков, характеризующихся высоким значением показателя покрытия облачностью (более 20%) и ее сложным распределением. В результате существующая технология формирования БПД усовершенствована путем добавления новых этапов построения масок облачности и их пространственного анализа. На основе модернизированной технологии реализован практический пример формирования БПД на территории субъектов Российской Федерации: города Санкт-Петербурга и Ленинградской области.

Список используемых источников

1. ГОСТ Р 50828-95 Геоинформационное картографирование. Пространственные данные, цифровые и электронные карты. Общие требования / Госстандарт России. – М., 1995.

2. ГОСТ Р 53339-2009 Данные пространственные базовые. Общие требования / Стандартинформ. – Москва. 2009.

3. *Григорьев А.Н., Галышев А.А., Куликов Р.Е., Фирсаков Н.В., Ямбаев Р.В.* Современные средства автоматизации обработки геопространственных данных // Труды Военно-космической академии им. А.Ф. Можайского. – 2012. – № 635. – С. 66 – 70.

4. *Лебедев А.Б., Караваев Д.М., Щукин Г.Г.* Состояние и перспективы развития метеорологической спутниковой системы / Навигация и гидрография. – 2015. – № 42. – С. 32 – 39.

5. *Григорьев А.Н.* Модель бортовой оценки облачности над районом съемки при дистанционном зондировании из космоса // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2015. – Т. 12, № 4. – С. 143 – 150.

6. *Григорьев А.Н., Рудь М.Ю., Шабаков Е.И.* Способ ведения спутниковой съемки при дистанционном зондировании // Патент на изобретение RUS 2616719. – 26.01.2015.

Григорьева О.В.,
кандидат техн. наук;
Дроздова И. В.,
кандидат биол. наук;
Шилин Б.В.,
доктор геол.-минер. наук

ОБНАРУЖЕНИЕ РАННИХ СТАДИЙ СТРЕССА РАСТИТЕЛЬНОСТИ ВИДЕОСПЕКТРАЛЬНЫМИ И СПЕКТРАЛЬНЫМИ МЕТОДАМИ

Рассматриваются результаты экспериментальных исследований спектральных характеристик растительности в диапазоне от 300 до 2500 нм под воздействием тяжелых металлов с использованием авиационного видеоспектрометра "Фрегат" и спектрорадиометра Spectral Evolution. Определены основные закономерности изменения спектральных характеристик нескольких видов растений под воздействием растворов меди, никеля и цинка, натрия, свинца и кадмия.

Ключевые слова: видеоспектрометр, спектрорадиометр, коэффициент спектральной яркости, тяжелые металлы, растительность.

ВВЕДЕНИЕ

Цель настоящих исследований – обнаружение кратковременного разового воздействия различных стрессоров (тяжёлые металлы и др.) на фитоценозы по изменению спектральных характеристик растений до появления у них видимых морфологических изменений. Это имеет важное фундаментальное и практическое значения раннего обнаружения и картографирования неблагоприятных антропогенных воздействий (различные загрязнения почвы и растительности, болезни, ионизирующие излучения, криминогенная и военная деятельность и т.п.). При полевых и лабораторных экспериментах были использованы современные средства дистанционного зондирования – высокоточные спектрорадиометры и видеоспектрометры, которые, в отличие от последних, дают спектральную информацию по площади. Современные авиационные и лабораторные видеоспектрометры имеют спектральное разрешение до 1 нм, мгновенный угол поля зрения – около 0.2–1.0 мрад и угол обзора – первые градусы–первые десятки градусов. Таким образом, формируемая при видеоспектральной съёмке спектральная информация, так называемый информационный параллелепипед или гиперкуб, в сотни и тысячи раз более «представительна» и достоверна по сравнению с данными спектрометров и, что наиболее важно, позволяет объективно и в реальном масштабе времени сравнивать спектральные характеристики объектов конкретной фоноцелевой обстановки.

РЕЗУЛЬТАТЫ ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫХ ИССЛЕДОВАНИЙ И ИХ АНАЛИЗ

Экспериментальные полевые исследования с видеоспектрометром включали дозированное загрязнение следующих объектов – трав и кустарников хлористым натрием (засоление) и солями тяжёлых металлов (Cu, Ni, Cd. Pb) с начала вегетационного сезона с последующими периодическими видеоспектральными наблюдениями соответствующих фоноцелевых ситуаций на тестовых участках с целью выявления «спектральных аномалий», времени их появления и возможного исчезновения. Отбирались пробы листьев древесных и надземных частей растений для определения содержания тяжёлых металлов. Полевые наблюдения осуществлялись видеоспектрометром (спектральный диапазон 400-900 нм, спектральное разрешение 3.5 нм), установленном на специальной платформе. Её вращение обеспечивало регистрацию фоноцелевой панорамы. Обработка данных и их интерпретация включали построение серии монохромных изображений, спектров отражения и коэффициентов спектральной яркости растительных объектов (рис. 1-4).

В результате анализа установлено:

1. Влияние на растения Na и тяжелых металлов Ni, Cu, Cd, Pb в концентрации 1–3 ПДК (предельно допустимые концентрации) на ранних стадиях воздействия существенно

сказывается на изменениях спектров отражения коэффициентов спектральной яркости. Это может служить ранним и важнейшим индикатором стресса растений до появления у них морфологических изменений. За короткий срок, через несколько дней, спектральная аномалия возникает у травянистой растительности; через примерно десять дней – у кустарников. Существует аномалия до двух месяцев.

2. Полевая видеоспектральная съёмка высокого пространственного и спектрального разрешения является быстрым эффективным методом обнаружения и картографирования вышеуказанных закономерностей благодаря возможности получения в реальном масштабе времени спектральной информации (серий монохромных изображений и спектров уходящего излучения) больших площадей с фоновыми и тестовыми объектами. Значения «спектральных аномалий» и длительность их существования позволяют сделать вывод о возможности их регистрации и мониторинга авиационными видеоспектральными системам.

3. Наибольшее значение для индикации стресса тяжёлых металлов на ранних стадиях воздействия имеет ближняя ИК зона 700–900 нм.

4. Для диагностических целей следует использовать весь диапазон спектральной чувствительности 400–900 нм, а не ограничиваться, как это было принято до настоящего времени, выбором «оптимальных» спектральных интервалов.

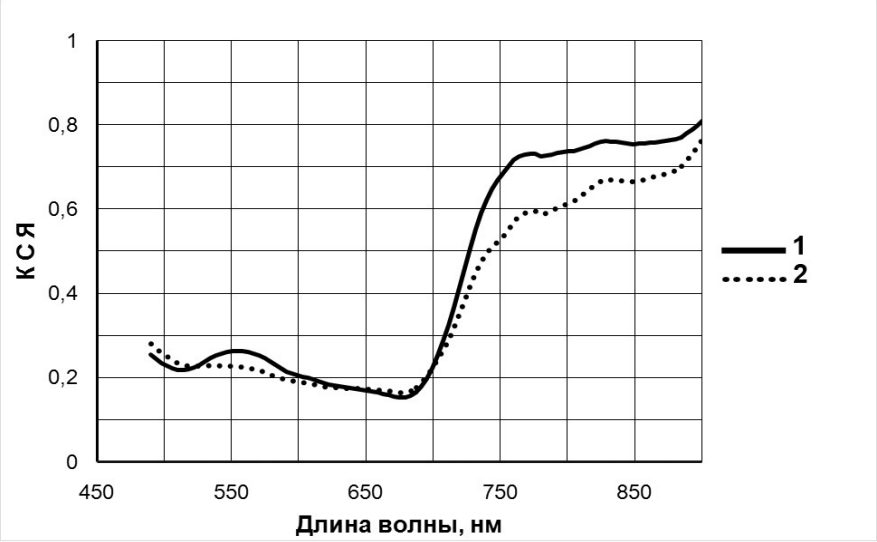


Рис. 1. КСЯ барбариса Тунберга. Измерения 29 июня 2016 г.
1 - контрольная площадка, 2 – площадка, загрязнённая сульфатом меди (через полтора месяц после полива фиксируется отрицательная спектральная аномалия в ближнем ИК диапазоне)

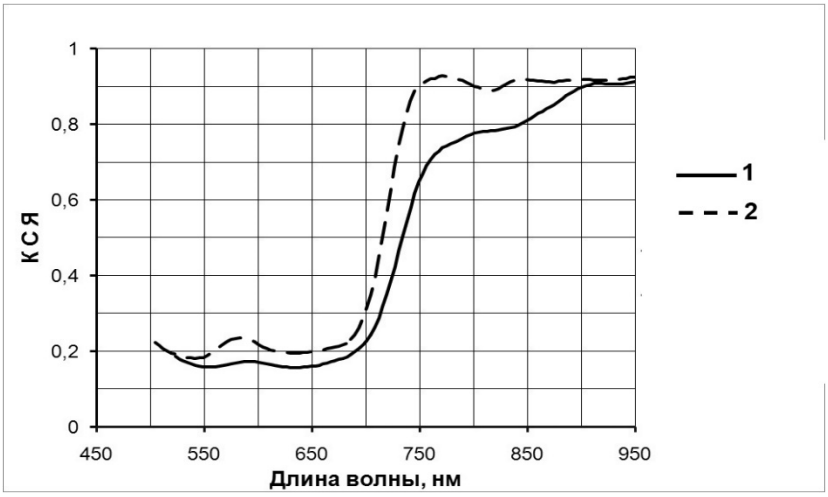


Рис. 2. КСЯ сирени венгерской. Измерения 19 сентября 2016 г.
1 – контрольная площадка, 2 – площадка, загрязнённая сульфатом кадмия (после полива 17 августа фиксируется положительная спектральная аномалия в ближнем ИК диапазоне)

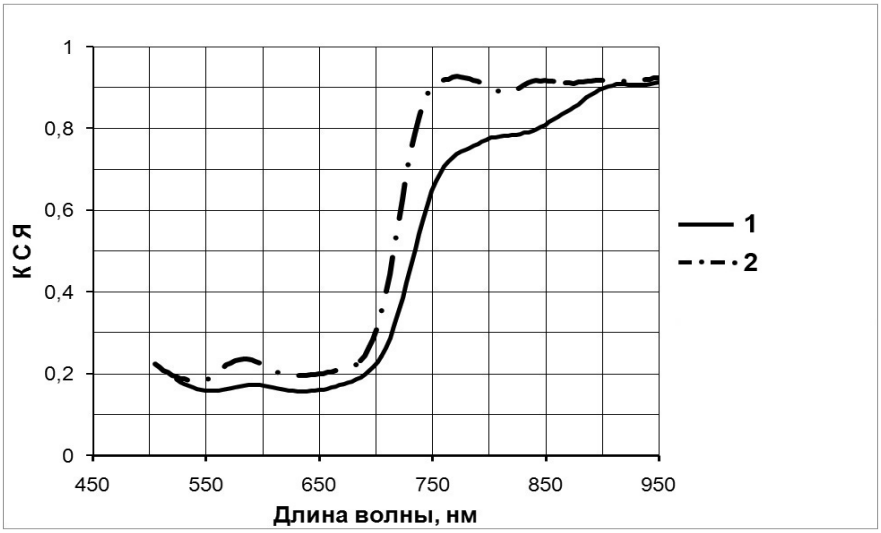


Рис. 3. КСЯ хосты ланцетолистой Измерения 26 июля 2016 г.
1 – контрольная площадка, 2 – площадка, загрязнённая сульфатом кадмия (полив15 июля.) Фиксируется положительная спектральная аномалия в ближнем ИК диапазоне

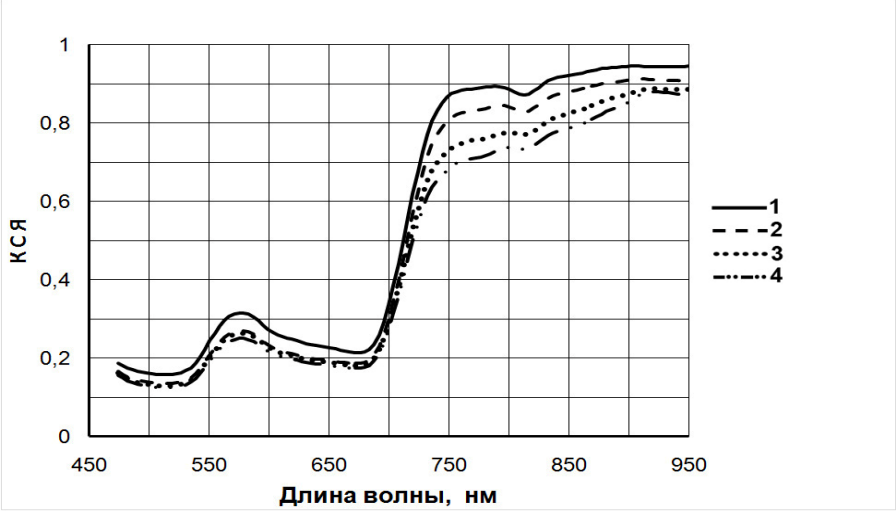
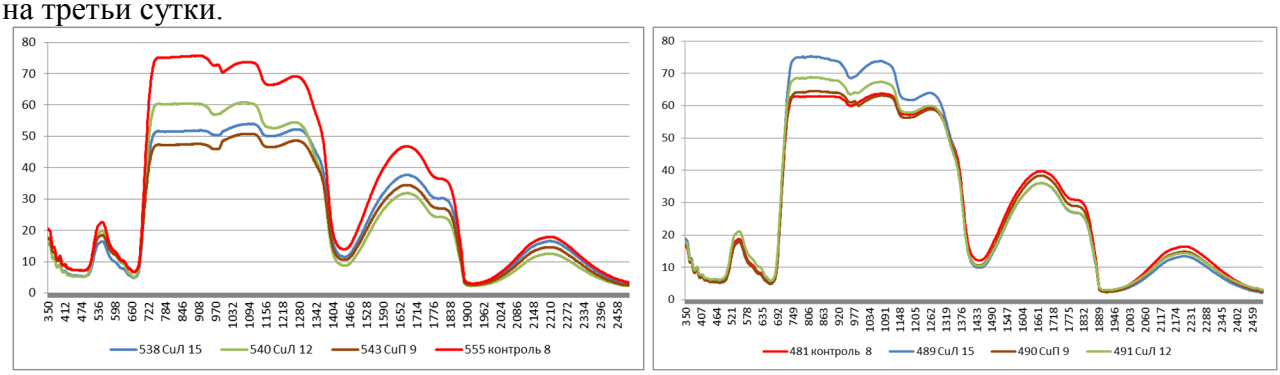


Рис.4. КСЯ кизильника. Измерения 31 августа 2016 г.
1 – контрольная площадка, 2,3,4 – площадки, загрязненные сульфатом кадмия (1,2,3 ПДК, поливы 15 июня и 12 июля).Для всех уровней загрязнения фиксируется отрицательная спектральная аномалия в ближнем ИК диапазоне

Лабораторные исследования проводились спектрорадиометром Spectral Evolution PSR 2500 (спектральный диапазон 350-2500 нм, разрешение 3.0 нм в диапазоне до 900 нм). Осуществлялась посадка и выращивание в 20 горшках в стабильных условиях освещения горчицы белой, гречихи съедобной и подсолнечника. Отдельные результаты измерений представлены на рис. 5-7.

При опрыскивании раствором Cu горчицы наблюдается инверсия спектров между результатами измерений листьев в первый и третий день после опрыскивания. Это связано с тем, что опрыскивание раствором Cu сначала оказывает стимулирующее воздействие на растения (рис.5), а только с течением некоторого времени наблюдается ингибирующий эффект

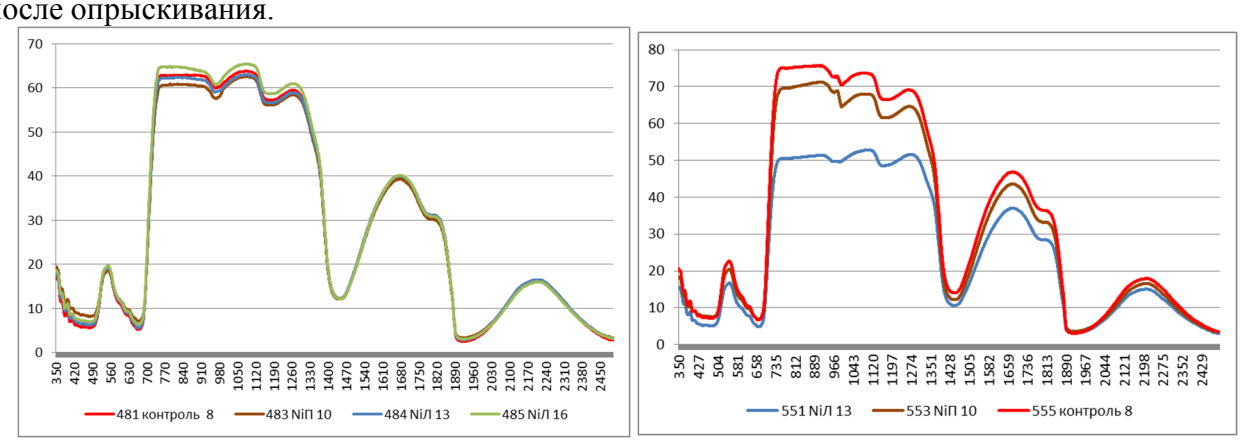
при увеличении дозы. При поливе почвы раствором Cu изменения спектров отмечается уже на третьи сутки.



15.03 18.03

Рис.5. КСЯ горчицы в процентах. Опрыскивание и полив раствором Cu. Измерения 15 и 18 марта 2018 г.

В первые сутки после опрыскивания раствором Ni (рис. 6) изменения в спектрах отражения не наблюдаются. Ингибирующее воздействие начало проявляться только на третьи сутки после опрыскивания.



15.03 18.03

Рис.6. КСЯ горчицы в процентах. Опрыскивание и полив раствором Ni. Измерения 15 и 18 марта 2018 г.

Воздействие Ni при загрязнении почвы на растения проявляется в меньшей степени, чем Cu.

В первые сутки после опрыскивания раствором Zn (рис. 7) изменения в спектрах отражения не наблюдаются или отмечается незначительный стимулирующий эффект. Ингибирующее воздействие начало проявляться только на третьи сутки после опрыскивания, как и при поливе почвы раствором Zn.

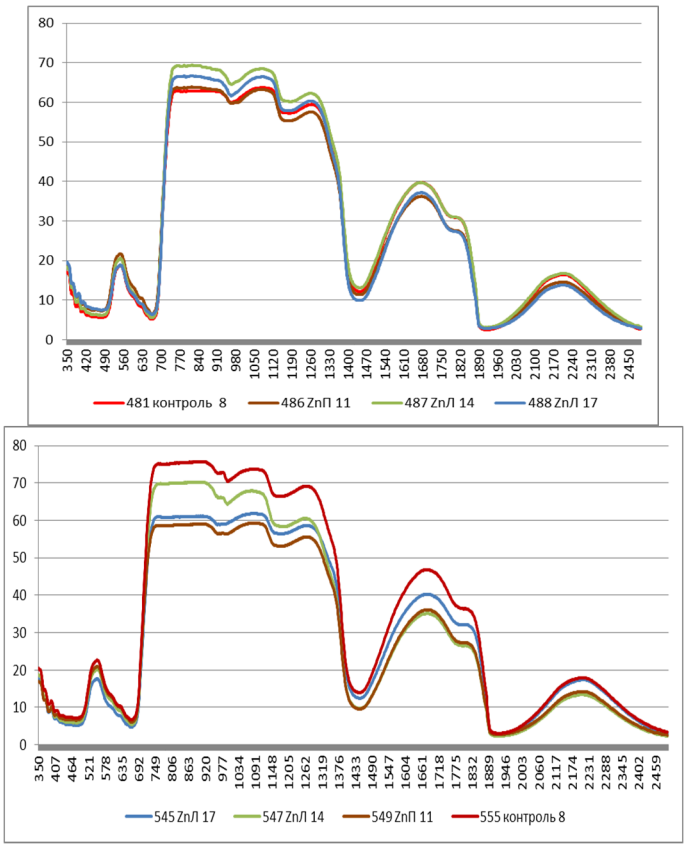


Рис.7. КСЯ горчицы в процентах. Опрыскивание и полив раствором Zn. Измерения 15 и 18 марта 2018 г.

Воздействие Cu и Ni на спектры отражения гречихи менее выражено, чем у горчицы. Эффект угнетения проявляется только третьи сутки после опрыскивания и сохраняется только на короткое время. Через 10 дней наблюдается восстановление спектра отражения до контрольного состояния. Воздействие Zn на спектры отражения гречихи также менее выражено, чем у горчицы.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам экспериментальных исследований установлено:

1. В целом подтверждены закономерности, выявленные на «видеоспектральном» этапе при загрязнении почвенного покрова.
2. Близкие закономерности получены при опрыскивании растений, но отмечаются временные различия.
3. Различные виды растений по разному реагируют на воздействие тяжёлыми металлами и на разные металлы – по разному.
4. Наиболее полно поставленная проблема решается комплексным использованием видеоспектрометра и спектрорадиометра.

Григорьева О.В.,
кандидат техн. наук;
Жуков Д.В.;
Марков А.В.,
кандидат техн. наук;
Мочалов В.Ф.

ВОЗМОЖНОСТИ СОВЕРШЕНСТВОВАНИЯ СИСТЕМЫ ПРОИЗВОДСТВЕННОГО ЭКОЛОГИЧЕСКОГО КОНТРОЛЯ АКВАТОРИЙ В ЗОНАХ ОТВЕТСТВЕННОСТИ ВООРУЖЕННЫХ СИЛ ПРИ ИСПОЛЬЗОВАНИИ ДАННЫХ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

В статье оценивается эффективность существующей системы производственного экологического контроля (ПЭК) водных объектов, находящихся в зонах ответственности Вооруженных Сил, и анализируются возможности ее совершенствования за счет внедрения современных методов и средств дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). Приводится описание научно-методического аппарата тематической обработки материалов гиперспектральной (ГС) аэрокосмической съемки, созданного в интересах идентификации типовых загрязнений акваторий, а также результаты, подтверждающие повышение достоверности и оперативности оценивания экологической обстановки на акваториях при использовании ГС видеоданных.

Ключевые слова: производственный экологический контроль, гиперспектральная аэрокосмическая съемка, обработка данных дистанционного зондирования, спектральные признаки.

ВВЕДЕНИЕ

Морские акватории, находящиеся в зонах ответственности Вооруженных Сил, относятся к одним из наиболее сложных объектов с точки зрения организации эффективного ПЭК по причине наличия широкого спектра потенциальных источников экологически опасных воздействий, которые могут быть труднодоступны и распределены на значительной площади. В большинстве случаев эти акватории закреплены за воинскими частями, организациями и предприятиями Военно-Морского Флота (ВМФ), органы военного управления и должностные лица которого в своей природоохранной деятельности руководствуются «Правилами охраны природной среды в ВМФ» (ПОПС-90) [1]. Регламентированная этим документом система организации наблюдений за состоянием загрязнения моря ориентирована на применение визуальных методов контроля с берега, с борта кораблей или авианосителей. На ряде флотов к ПЭК привлекаются также специализированные экологические морские суда и катера, позволяющие производить локальные инструментальные измерения уровня загрязненности воды в местах забора проб. С 2004 года в Вооруженных Силах эксплуатируется авиационный комплект экологического мониторинга АКЭМ-обзор, включающий в свой состав фотографическую и инфракрасную (ИК) аэросъемочную аппаратуру.

Объективный анализ возможностей указанных сил и средств свидетельствует о неспособности с их помощью обеспечить выявление, классификацию и определение количественных показателей вредных веществ (ВВ) в море одновременно и с высокой оперативностью, и с требуемой достоверностью. Одним из направлений решения этой проблемы является использование в интересах ПЭК данных ГС аэрокосмической съемки, при обработке которых возможна надежная идентификация типовых загрязнений водных объектов в автоматизированном режиме.

АНАЛИЗ ЭФФЕКТИВНОСТИ СОВРЕМЕННЫХ МЕТОДОВ ДЗЗ В ЗАДАЧАХ ИДЕНТИФИКАЦИИ ЗАГРЯЗНЕНИЙ АКВАТОРИЙ

Низкая эффективность береговых и судовых визуальных наблюдений, являющихся в ВМФ основным методом оценивания состояния загрязнения моря, обусловлена целым рядом причин, основной из которых является невозможность обеспечить таким способом контроль

значительных по площади водных объектов. Инструментальные обследования с привлечением судовых измерительных комплексов связаны с существенными временными затратами и имеют локальный характер, что не позволяет получить объективную картину о степени загрязненности всей акватории.

Значительно лучшая оперативность обследования достигается при использовании авиационных средств. Однако, высокая вариативность информативных признаков (формы, цвета, температурного контраста и др.) большинства привносимых в воду ВВ определяет сложность, а в ряде случаев и невозможность их классификации при визуальном наблюдении или с помощью штатной (входящей в комплект АКЭМ-обзор) фотографической и ИК аппаратуры. С этой же причиной связаны часто имеющие место при визуальном дешифрировании случаи "ложных тревог" – ошибочного отнесения к загрязнениям неоднородностей морской поверхности, вызванных естественными причинами. Например, тонкие белесовато-маслянистые нефтяные пятна на воде визуально схожи с пленками биогенного происхождения. Отражение облаков на водной поверхности может быть ошибочно идентифицировано как пленка нефтепродуктов (НП) серовато-стального цвета. Существенные сложности возникают при необходимости различить между собой участки водного объекта, содержащие минеральные взвеси, и зоны мелководья с песчаным дном. Кроме того, на фотографических и ИК снимках невозможна достоверная классификация типовых загрязнений в автоматическом режиме, что обусловливает значительную продолжительность процесса обработки данных, тем самым нивелируя выигрыш в оперативности, достигаемый за счет меньших временных затрат на сбор информации по сравнению с судовыми измерениями.

Отмеченные обстоятельства позволяют сделать вывод, что полную и оперативную информацию об экологической обстановке на больших по площади акваториях способны обеспечить только авиационные и космические средства, но для получения достоверных результатов идентификации загрязнений необходимо привлечение к обследованиям съемочной аппаратуры, обладающей более высокими информационными возможностями по сравнению с имеющимися штатными комплексами.

Вместе с тем анализ эффективности современных технологий ДЗЗ показывает, что большинство традиционно используемых методов имеют существенные ограничения применительно к задаче идентификации (т.е. обнаружения и классификации) наиболее распространенных в водных объектах загрязнений, к которым относятся пленки НП и минеральные взвешенные вещества (МВВ).

Ограничения в использовании радиолокационных средств связаны с возможностью наблюдения только при определенных гидрометеорологических условиях и высокой вероятностью ложных распознаваний, когда как нефтяные пятна ошибочно интерпретируются области выглаживания поверхностного волнения, вызванные другими причинами: органическими пленками, судовыми разливами, штилевыми зонами, льдинами и др. [2]. Кроме того, по радиолокационным изображениям невозможно определение показателей, характеризующих интенсивность нефтяного загрязнения (массы или толщины пленки НП).

Методы тепловой съемки для обнаружения загрязнений используют возникающие в зоне распространения ВВ изменения термодинамической температуры воды и, соответственно, радиационной температуры водной поверхности. Вместе с тем реализацию достоверной классификации загрязнений по тепловым аномалиям существенно затрудняет влияние на температурный режим водных объектов различных внешних факторов [3]. Радиационный контраст нефтяного пятна и воды может изменяться в широких пределах не только в зависимости от толщины пленки, но и в не меньшей степени от гидрометеоусловий и быть в течение суток как положительным, так и отрицательным, а в отдельных случаях равняться нулю.

Основное преимущество лазерных систем ДЗЗ заключается в возможности определения количественных показателей интенсивности нефтяных загрязнений [4]. Однако, практическое

использование данной аппаратуры сопряжено со значительными трудностями ввиду ее сложности, высокой стоимости, а также низкой производительности, обусловленной необходимостью выполнения съемки с малых высот.

Отличительной особенностью аэрокосмических многоспектральных (МС) и ГС оптико-электронных средств является их способность измерять не только геометрические и фотометрические, но и спектральные характеристики (СХ) объектов интереса. Это позволяет в ряде случаев обнаруживать цели, которые имеют малые яркостные контрасты в широком спектральном интервале и не дешифрируются на панхроматических снимках.

Методы МС съемки, реализующие синхронную регистрацию изображений в нескольких (как правило, до 20) спектральных полосах шириной от 20 нм, обеспечивают достаточно уверенное обнаружение различных загрязнений акваторий, но не позволяют достоверно решать задачи определения толщины нефтяных пленок, а также селекции НП и МВВ от сопутствующих им "ложных целей" (зон развития фитопланктона (ФП) и участков мелководья), так как имеющиеся отличия в СХ этих маскирующих друг друга объектов столь незначительны, что могут быть выявлены только в еще более узких полосах спектра (менее 10 нм).

ИССЛЕДОВАНИЯ ВОЗМОЖНОСТЕЙ ПРИМЕНЕНИЯ ГС ДАННЫХ ПРИ ОЦЕНИВАНИИ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА АКВАТОРИЯХ

Основной причиной, определяющей низкую эффективность известных методов автоматизированной тематической обработки ГС видеоданных (за исключением отдельных моделей, имеющих исключительно региональный характер) в интересах идентификации ВВ в водных объектах [5], является недостаточное физическое обоснование информативных спектральных признаков, используемых при дешифрировании, и, как следствие, неустойчивость разработанных алгоритмов к изменениям условий наблюдения.

Для решения этой проблемы специалистами Военно-космической академии имени А.Ф. Можайского был проведен цикл теоретических и экспериментальных исследований особенностей СХ типовых загрязнений акваторий [6, 7], в результате которых была сформирована система спектральных признаков (см. табл. 1), последовательное применение которых позволяет на ГС изображениях выделить водную поверхность, обнаружить и отселектировать от "ложных целей" пленки НП и МВВ, а также разделить пленки НП по интенсивности на пять классов в соответствии с требованиями нормативных документов [8].

Таблица 1

Информативные спектральные признаки для автоматизированной идентификации типовых загрязнений акваторий при обработке ГС данных

Объекты интереса	Признаки (решающие правила)	Этапы обработки
Водная поверхность, береговая черта	$d_1 = \frac{r^{\text{О}}{}_{730-980} - r^{\text{В}}{}_{730-980}}{r^{\text{О}}{}_{730-980} + r^{\text{В}}{}_{730-980}} < 0{,}8$	Селекция водной поверхности от береговой растительности и грунта (песка, гальки и т.п.)
	$d_1 < 0{,}5$ и $d_2 = \frac{r^{\text{О}}{}_{590-710} - r^{\text{В}}{}_{590-710}}{r^{\text{О}}{}_{590-710} + r^{\text{В}}{}_{590-710}} < 0{,}7$	Селекция водной поверхности от скальных горных пород
Пленки НП	$d_3 = \frac{r^{\text{О}}{}_{550-550} - r^{\text{В}}{}_{550-550}}{r^{\text{О}}{}_{500-550} + r^{\text{В}}{}_{500-550}} > 0{,}16$	Обнаружение пленок НП всех классов (возможно обнаружение "ложной цели" – ФП)
	$d_1 > 0{,}6$	Классификация пленок класса 5
МВВ	$d_4 = \lambda_{r\,max} \in [560; 710]$ нм	Обнаружение МВВ (возможно обнаружение "ложных целей" – зон мелководья)

МВВ, мелководье	$d_5 = r(\lambda_{580-600})' < 0$	Селекция МВВ от зон мелководья

Окончание табл. 1

Объекты интереса	Признаки (решающие правила)	Этапы обработки
Пленки НП	$d_6 = \frac{r^{\text{o}}{}_{440-450} - r^{\text{в}}{}_{440-450}}{r^{\text{o}}{}_{440-450} + r^{\text{в}}{}_{440-450}} < 0{,}2$	Разделение пленок НП классов 1-2 (с ФП) и пленок НП классов 3-4
Пленки НП, ФП	$d_7 = \frac{r_{\max(500-550)}}{r_{440-450}} < 1$	Селекция НП классов 1-2 от ФП
Пленки НП	$d_8 = \frac{r^{\text{o}}{}_{750-850} - r^{\text{в}}{}_{750-850}}{r^{\text{o}}{}_{750-850} + r^{\text{в}}{}_{750-850}} < 0{,}35$	Классификация пленок НП классов 1 и 2
	$d_9 = r_{\text{апр}}(\lambda_{440-650})' \in [-0{,}04; -0{,}01]$ мкм$^{-1}$	Классификация пленок НП классов 3 и 4

Примечание – В таблице используются следующие обозначения:
$r^{\text{o}}{}_{\lambda 1-\lambda 2}$, $r^{\text{в}}{}_{\lambda 1-\lambda 2}$ – коэффициенты спектральной яркости (КСЯ) анализируемого на ГС изображении объекта и водной поверхности в интервале длин волн λ1…λ2 [нм];
$\lambda_{r\,max}$ – длина волны, на которой находится максимум КСЯ в рассматриваемом интервале спектра;
$r_{\text{апр}}(\lambda_{440-650})'$ – производная линейно аппроксимированной на интервале 440-650 нм функции КСЯ.

Созданный научно-методический аппарат был верифицирован по данным специально организованных экологических обследований объектов Северного и Черноморского флотов. Авиационные измерения спектральных сигнатур чистых и загрязненных участков акватории выполнялись с борта самолета Ан-30 с помощью видеоспектрометров «Фрегат» (спектральное разрешение 5 нм, спектральный диапазон 480-950 нм) и «Лептон» (спектральное разрешение 0,4-13 нм, спектральный диапазон 402-1031 нм).

По результатам обследований были выявлены многочисленные факты загрязнений акваторий пленками НП и МВВ. Сравнение результатов идентификации ВВ, полученных при автоматизированной обработке материалов ГС аэросъемки, и данных визуального дешифрирования синхронно зарегистрированных цветных аэрофотоснимков свидетельствует о существенно более высокой достоверности первого подхода. При его использовании процент правильно классифицированных элементов ГС изображений от общего количества проверяемых элементов составил более 90 % для всех объектов интереса, как это видно из анализа представленной в табл. 2 "матрицы ошибок", традиционно применяемой для исследования эффективности математических процедур обработки МС и ГС данных. В диагональных ячейках этой матрицы приведена площадь (в км^2) корректно опознанных объектов, вне диагонали – ошибочно. Важно отметить, что наряду с повышением достоверности за счет автоматизации процесса дешифрирования более чем в три раза были сокращены временные затраты на анализ аэросъемочных материалов.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Проведенные исследования свидетельствуют, что использование материалов ГС аэрокосмической съемки обеспечивает повышение достоверности идентификации типовых ВВ в водных объектах примерно на 20 % в сопоставлении с результатами, которые могут быть получены с помощью штатных авиационных средств, привлекаемых в настоящее время в Вооруженных Силах к ПЭК. При этом существенно (в разы) меньшими являются временные затраты на обработку данных контроля по сравнению с визуальным дешифрированием.

Полученные результаты и положительный опыт их использования военными экологами Северного и Черноморского флотов позволяют считать перспективным направлением совершенствования существующей системы ПЭК внедрение в деятельность органов экологической безопасности технологий обработки материалов аэрокосмической съемки, в том числе гиперспектральной, для информационной поддержки мероприятий, связанных с

контролем соблюдения природоохранных требований на подведомственных военных объектах.

Таблица 2

Оценка достоверности результатов идентификации типовых загрязнений акваторий при обработке материалов ГС и фотографической съемки

Объект интереса	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	Достоверность
Результаты автоматизированной обработки ГС данных										
Пленки НП 1 класс (1)	1,688	0,071	0,000	0,000	0,000	0,017	0,000	0,000	0,033	0,93
Пленки НП 2 класс (2)	0,065	1,558	0,010	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,021	0,94
Пленки НП 3 класс (3)	0,000	0,007	2,964	0,065	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,98
Пленки НП 4 класс (4)	0,000	0,000	0,046	0,675	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,94
Пленки НП 5 класс (5)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,036	0,000	0,001	0,000	0,000	0,97
ФП (6)	0,005	0,002	0,000	0,000	0,000	0,136	0,000	0,000	0,000	0,95
МВВ (7)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,033	0,003	0,000	0,90
Мелководье (8)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,002	0,028	0,000	0,94
Морская вода (9)	0,023	0,015	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	17,254	1,00
Результаты визуального дешифрирования цветных аэрофотоснимков										
Пленки НП 1 класс (1)	1,431	0,127	0,000	0,000	0,000	0,029	0,000	0,000	0,221	0,79
Пленки НП 2 класс (2)	0,215	1,341	0,069	0,000	0,000	0,001	0,000	0,000	0,028	0,81
Пленки НП 3 класс (3)	0,000	0,017	2,398	0,622	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,79
Пленки НП 4 класс (4)	0,000	0,000	0,151	0,570	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,79
Пленки НП 5 класс (5)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,028	0,000	0,009	0,000	0,000	0,77
ФП (6)	0,042	0,003	0,000	0,000	0,000	0,098	0,000	0,000	0,000	0,69
МВВ (7)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,001	0,000	0,029	0,006	0,000	0,80
Мелководье (8)	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,010	0,019	0,000	0,65
Морская вода (9)	0,030	0,019	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	0,000	17,243	1,00

Список используемых источников

1. Правила охраны природной среды в ВМФ (ПОПС-90). – М.: Воениздат, 1993. – 184 с.
2. *Ивонин Д., Иванов А.* Новый метод обработки и анализа радиолокационных поляризационных данных применительно к задаче идентификации и классификации пленочных загрязнений моря // Земля из космоса. – 2016. – № 6(22). – С. 39-45.
3. *Мельников Г.С., Самков В.М., Товбин Б.С., Дерин О.А.* Метод и аппаратура дистанционного обнаружения, распознавания и количественного анализа разливов нефти на морской поверхности // Оптический журнал. – 2013. – № 6(80). – С. 36-42.
4. *Городничев В.А., Белов М.Л., Кувшинов А.В.* Дистанционный лазерный четырехволновой метод измерения толщины тонких пленок нефтепродуктов на взволнованной морской поверхности // Инженерный журнал: наука и инновации. – 2015. – Вып. 2. – 8 с.
5. *Fingas M., Brown C.* Review of oil spill remote sensing // Marine Pollution Bulletin. – 2014. – № 83. – P. 9-23.
6. *Жуков Д.В.* Спектральные признаки для идентификации типовых загрязнений акваторий морей по данным авиационной и космической съемки // Оптика атмосферы и океана. – 2016. – Т. 29. – № 07. – С. 560-565.
7. *Григорьева О.В., Жуков Д.В., Марков А.В., Мочалов В.Ф.* Методика оценивания эколого-экономического ущерба водным объектам по данным дистанционного зондирования Земли // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2018. – Т. 15. – № 1. – С. 233-244.

8. Об утверждении Методики исчисления размера вреда, причиненного водным объектам вследствие нарушения водного законодательства : приказ Минприроды России от 13.04.2009 г. № 87 (ред. от 26.08.2015 г.).

Григорьева О.В.,
кандидат техн. наук;
Кудро Д.В.,
кандидат техн. наук;
Саидов А.Г.

АНСАМБЛЕВЫЙ АЛГОРИТМ ОБРАБОТКИ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНЫХ ДАННЫХ НА ОСНОВЕ ОБУЧЕНИЯ НЕЧЕТКОГО МНОЖЕСТВА КЛАСТЕРОВ В ЗАДАЧЕ КЛАССИФИКАЦИИ РАСТИТЕЛЬНЫХ СООБЩЕСТВ

Рассматриваются варианты усовершенствования алгоритма классификации природных ландшафтов по гиперспектральным данным, основанного на применении известного метода нечеткой кластеризации Fuzzy. Повышение достоверности и устойчивости работы алгоритма достигается за счет выбора информативного периода съемки и оптимальных параметров кластеризации с помощью метрики Теребижа, определяющей спектральное расстояние между пикселем и обучающей выборкой, метода субтрактивной сегментации и алгоритма роя частиц. Для выявления наиболее информативного периода съемки для северо-запада России проведен анализ закономерностей изменения спектральных характеристик растительности, типичной для этого региона в разные вегетационные фазы. Приведен пример реализации алгоритма для гиперспектральных данных, полученных с космического аппарата Ресурс-П на особо охраняемую природную территорию Березовые острова (Ленинградская обл.).

Ключевые слова: гиперспектральные данные, нечеткая кластеризация Fuzzy, метрика Теребижа, классификация, обучающие выборки, алгоритм роя частиц.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является развитие алгоритма кластеризации нечетких C-средних для классификации растительных ландшафтов по гиперспектральным (ГС) данным. Важным преимуществом ГС данных дистанционного зондирования Земли является возможность использования при их тематической обработке не только топологических, но и спектрально-энергетических характеристик объектов интереса, получаемых в узких спектральных полосах электромагнитного спектра. Это позволяет не только обнаруживать объекты, но и оценивать их свойства, а также проводить более глубокую классификацию изображений. Однако возникают ситуации, когда по спектральным характеристикам (СХ) некоторые участки леса можно отнести сразу к двум или более выбранным классам. Особенно это касается смешанных типов леса (например, сосняки с березой и елью орляково-вейниково-черничные) при анализе изображения с пространственным разрешением более 30 м, когда СХ пикселя могут представлять собой нелинейную смесь спектров яркостей отдельных пород деревьев. В этом случае целесообразно использовать кластерные методы нечетких множеств Fuzzy, так как они позволяют решать задачи в условиях неопределенности [1, 2].

В свою очередь кластеризация относится к неконтролируемым методам обработки ГС изображений, после которой, необходимо идентифицировать полученные кластеры. Основная проблема использования метода кластеризации Fuzzy заключается в том, что его результаты сильно зависят от начальных значений центров классов, назначаемых по элементам нечеткой матрицы принадлежности, инициализация которых на первом шаге алгоритма осуществляется случайно. Поэтому каждый раз, запуская метод на одном и том же фрагменте изображения, можно получить совершенно разные результаты кластеризации. При этом точность кластеризации уменьшается при обработке данных съемки, полученных в вегетационный период, когда СХ основных типов растительности практически неразделимы. Особенно это актуально для классификации природных ландшафтов с высоким биоразнообразием растительных сообществ.

Для решения этих проблем в статье рассматривается три алгоритма усовершенствования метода нечеткой кластеризации Fuzzy. Основными принципами построения алгоритмов являются обоснованный выбор даты съемки, комплексирование метода субтрактивной

сегментации и алгоритма роя частиц для оптимального выбора количества и центра кластеров, обеспечивающих наилучшее разбиение изображения с помощью функции спектральных расстояний между пикселем и обучающими выборками, выраженной в виде метрики Теребижа. Все алгоритмы обеспечивают автоматизированную классификацию, а не бесконтрольное разбиение ГС изображения на кластеры.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ ГС СЪЕМКИ

Для верификации алгоритмов и анализа закономерностей изменения СХ лесных насаждений, характерных для бореальных (таежных) лесов, использовались многоспектральные (МС) данные космического аппарата (КА) Landsat 8 и ГС данные КА Ресурс-П. При анализе использовалась фенологическая классификация, включающая восемь вегетационных периодов, в пределах которых СХ растительности меняются незначительно [3]. Данные космической съемки были получены за все фенологические периоды на территорию заказника Березовые острова (Ленинградская обл.), ландшафт которого максимально разнообразен и наиболее типичен для физико-географический условий таежных лесов. В качестве опорной информации для определения на изображении СХ определенного класса растительности использовалась карта растительности, составленная по комплексным полевым исследованиям Ботанического института им. В. Л. Комарова РАН в 2002-2006 гг. [4]. На рис. 1 приведены графики СХ основных типов леса в третий (субсезон весенней вегетации), четвертый (первая половина лета) и седьмой (основной период осени) фенологические периоды в виде коэффициентов спектральной яркости R и значений интенсивности сигнала на ГС изображении Id.

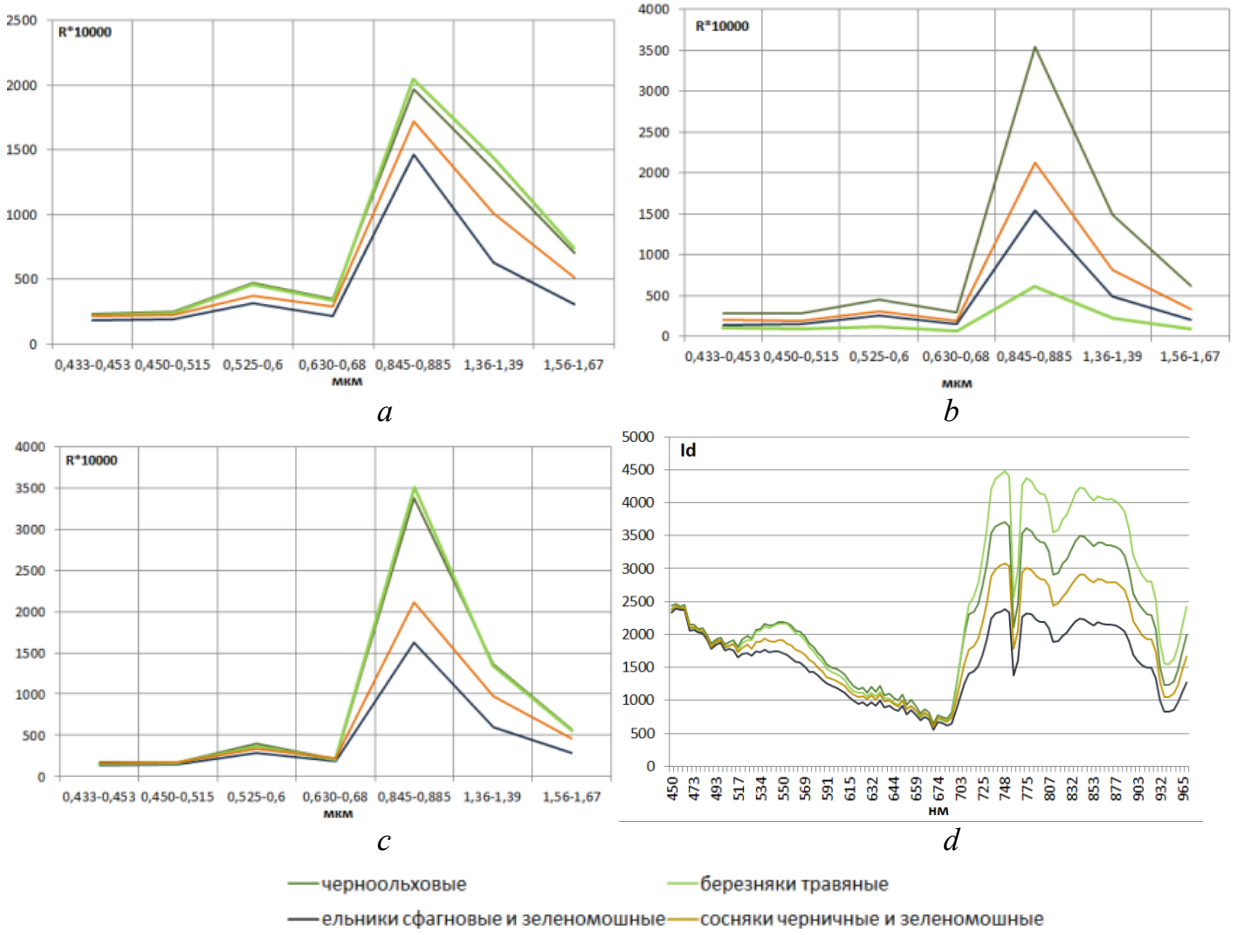


Рис.1 Спектральные графики различных типов леса, полученные по результатам измерений МС аппаратурой КА Landsat 8 (a-c) и ГС аппаратурой КА Ресурс-П (d) в третий (a), четвертый (c,d) и седьмой(b) фенологические периоды

Анализ измеренных СХ показал, что для классификации ландшафтов рекомендуется использовать данные, полученные на временном интервале от субсезона весенней вегетации до основного периода осени (листопада). В соответствии с этим, в качестве ГС изображений для апробации разработанного алгоритма использовались материалы съемки, полученные ГС аппаратурой КА Ресурс-П 30 мая, что соответствует 4 вегетационному периоду для данного региона. При этом даже визуальный анализ графиков КСЯ, полученных за этот период по ГС данным, показывает преимущества их использования перед МС данными для разделения классов растительности за счет более высокого спектрального разрешения (рис.1d).

АЛГОРИТМ НЕЧЕТКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ НА ОСНОВЕ МЕТРИКИ ТЕРЕБИЖА (НКТ)

В первом варианте усовершенствованного алгоритма центры кластеров определялись не случайным образом, как в стандартном алгоритме кластеризации Fuzzy, а по обучающим выборкам. Для этого инициализация матрицы функций принадлежности U, определяющей степень принадлежность i-ого пикселя k-му кластеру, осуществляется следующим образом:

1) Рассчитывается расстояние между центром класса $R_k^э = \{r_{kl}{}^э\}$ и каждым вектором яркости пикселя $R_i = \{r_{il}\}$, где l – номер длины волны.

В стандартном алгоритме для оценки расстояния от пикселя до кластера используется расстояние Евклида, что для растительности не всегда оправданно. Использование данной меры справедливо только в том случае, если между спектральными сигнатурами объекта и фона не наблюдается инверсии, так как в качестве критерия принадлежности пикселя к кластеру используется сумма квадратов разностей. Для анализа состояния растительного покрова, представляющего собой сложные комплексы объектов с различными спектральными отражательными свойствами на изображениях, эффективнее будет использовать расстояние Махаланобиса, однако в случае ГС данных могут возникнуть проблемы обращения ковариационной матрицы. Поэтому было предложено в качестве меры расстояния использовать метрику Теребижа:

$$\mathrm{d_{ik}} = \sum_{\lambda_н}^{\lambda_н} (\mathrm{R_i}(\lambda) - \mathrm{R_k^э}(\lambda))^2 / \mathrm{R_k^э}(\lambda) \quad . \qquad (1)$$

В результате из $\mathrm{d_{ik}}$ формируется матрица D размером n×p, где n – количество кластеров, p – количество пикселей ГС изображения.

2) Рассчитываются элементы матрицы функций принадлежности U:

$$u_{ik} = t_{ik}/(1_n \sum_{k=1}^{n} t_{ik}),$$

где $t_{ik} = {d_{ik}}^{-2/(m-1)}$ образуют матрицу T, m – фаззификатор.

3) Оценивается целевая функция, которую необходимо минимизировать:

$$F = \sum_{i=1}^{p} (\sum_{k=1}^{n} {d_{ik}}^2 \mathrm{u_{ik}}^m).$$

4) Если не будет выполнено количество заданных итераций и не будет достигнута заданная точность классификации ε: $|\mathrm{F(j)} - \mathrm{F(j-1)}| \le \varepsilon$, то рассчитываются новые центры классов по формуле:

$$r_{kl}{}^э = \sum_{i=1}^{p} (\mathrm{u_{ik}}^m r_{il}) \,/\, \sum_{i=1}^{p} \mathrm{u_{ik}}^m$$ и шаги 1-3 повторяются.

АЛГОРИТМ НЕЧЕТКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ НА ОСНОВЕ СУБТРАКТИВНОЙ СЕГМЕНТАЦИИ (НКСС)

В данном варианте алгоритма нечеткой классификации средние начальные значения кластеров определяются в результате субтрактивной сегментации, которая предполагает, что каждая точка данных является центром потенциального кластера. При сегментации рассчитывается мера возможности каждой точки данных представлять центр кластера. Мера основана на оценке плотности точек данных вокруг соответствующего центра кластера [5]. В

качестве основных исходных данных задаются радиусы центров кластеров rad, при уменьшении значений которых находится меньшее значение кластеров. Размер вектора радиусов rad соответствует количеству спектральных каналов ГС изображения. Таким образом, оптимальное количество кластеров определяется в результате рассматриваемой сегментации. Для разрабатываемого алгоритма НКСС величина rad задается так, чтобы количество кластеров было больше обучающих выборок. Это позволяет исключить ошибки, связанные с переобучением классификатора, когда дешифровщик назначает обучающие выборки двух классов, СХ которых не различимы в исследуемом диапазоне длин волн.

Например, результаты работы алгоритма показали, что при rad=0.2, количество кластеров для 12 спектральных каналов оказывается равным 12, а при rad=0.1 – 43.

Дальнейшая последовательность реализации алгоритма аналогична алгоритму НКТ с той разницей, что вместо спектрального вектора эталона $R_k^э$ используются средние начальные значения кластеров, установленные в результате субтрактивной сегментации.

В результате получаем нераспознанную карту кластеризации. Непосредственное распознавание выделенных кластеров предлагается осуществлять следующим образом:

1) Находится центр каждого кластера и для каждого из них формируется выборка наиболее близко расположенных к этому центру пикселей, объем которых соответствует размеру обучающих выборок. Далее для каждой выборки кластеров снова находится среднее значение КСЯ $R_{cluster}$.

2) Для каждой обучающей выборки находится среднее значение КСЯ R_{learn}.

3) Оценивается степень принадлежности кластера $R_{cluster}$ к выборке R_{learn} с помощью метрики Теребижа по формуле (1). Кластер относится к тому классу растительности, значение расстояния до которого минимально. Если находится два кластера, принадлежащих одному классу, то они объединяются.

АЛГОРИТМ НЕЧЕТКОЙ КЛАССИФИКАЦИИ НА ОСНОВЕ ОПТИМИЗАЦИИ ПАРАМЕТРОВ РАЗБИЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ АЛГОРИТМА РОЯ-ЧАСТИЦ (НКРЧ)

Третий вариант является наиболее сложным и заключается в итерационной процедуре поиска оптимального разбиения на кластеры, которое определяется параметром rad субтрактивной сегментации. В качестве целевой функции оптимизации может выступать сумма квадратов расстояний от каждого эталона до ближайшей выборки кластера:

$$F = \sqrt{\sum_{k=1}^{n} {T_k}^2} \to \min. \quad (2)$$

Данная функция строится следующим образом:

1) Реализуется процедура субтрактивной сегментации для определения центров кластеров при заданном радиусе rad.

2) Осуществляются пункты 1 и 2 одного шага алгоритма НКТ, в результате которой инициализируем первую матрицу функций принадлежности U. В соответствии с этой матрицей получаем первое разбиение ГС изображения на кластеры.

3) Проводится распознавание кластеров по метрике Теребижа в соответствии с последовательностью, описанной в алгоритме НКСС.

4) Оценивается функция оптимизации F в соответствии с формулой (2).

Так как используемая целевая функция является достаточно сложной и в явном виде не зависит от оптимизируемого параметра радиуса центра кластеров rad, обеспечивающего субоптимальное разбиение ГС данных, к ней трудно применимы классические методы оптимизации. Поэтому в данном алгоритме определение оптимального радиуса rad предлагается осуществлять на основе алгоритма роя-частиц (particle swarm optimization, PSO-алгоритм), относящегося к поисковым алгоритмам стохастической оптимизации, в которых поиск решения осуществляется по всему пространству [6, 7]. В основу алгоритма оптимизации роем частиц положена социально-психологическая поведенческая модель толпы, построенная

на анализе законов поведения живых организмов. В качестве исходных данных алгоритма задается вектор возможных значений параметров оптимизации rad, определяющих количество и первоначальное положение роя частиц. Например, rad может меняться от 0 до 1 с шагом 0,1.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Рассмотренные варианты алгоритмов были реализованы программно и апробированы по ГС данным КА Ресурс-П, полученным на особо охраняемую природную территорию Березовые острова. Апробация показала, что все варианты усовершенствования метода кластеризации Fuzzy приводят к практически одинаковым результатам, которые по точности превышают исходный метод. На рис. 2 приведена полученная в результате реализации алгоритма карта растительных ландшафтов.

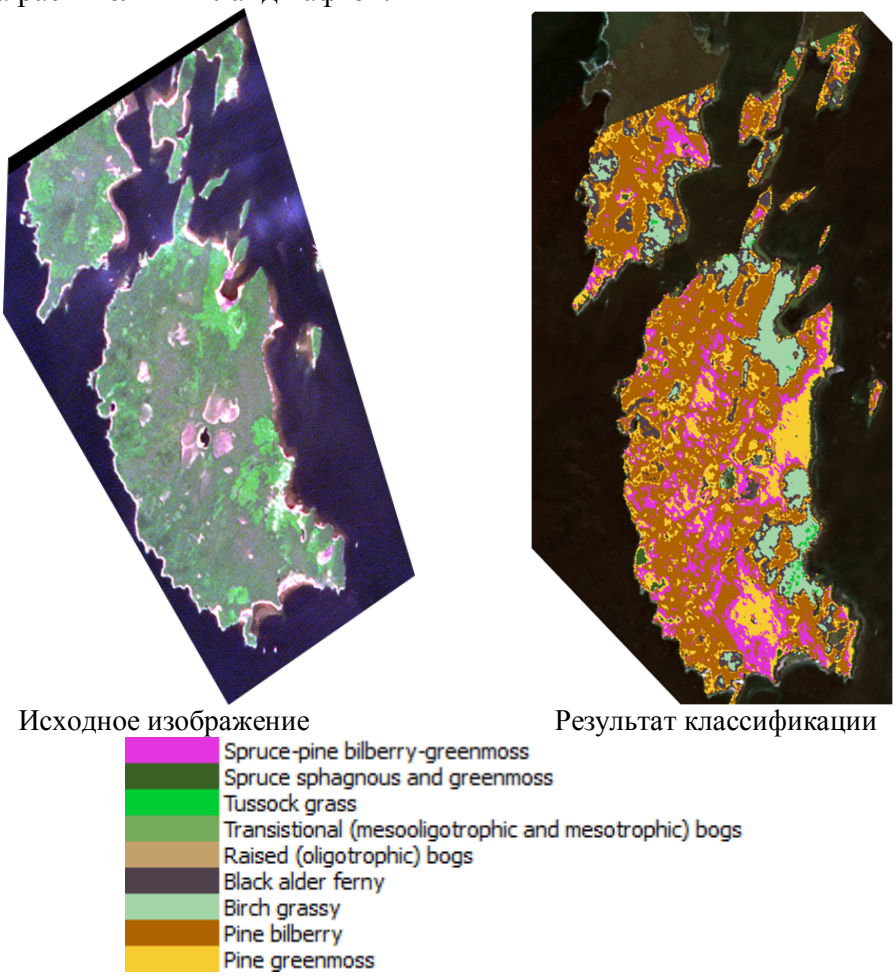


Рис. 2 Карта классификации растительных ландшафтов, полученная в результате реализации ансамблевого алгоритма

Классификация и оценка точности результатов работы алгоритма осуществлялась с использованием соответственно обучающих и тестовых выборок, полученных из карты растительности [4]. В таблице 1 приведена матрица оценок классификации, которая позволяет оценить долю ошибок классификации первого (ложный пропуск) и второго (ложное обнаружение) рода, а также рассчитать интегральный индекс точности классификации Каппа-Коэна [8]. При этом ошибки связаны только с отнесением "сосново-пушицево-кустарничково-сфагновых болот" к классу "сосняков", которые в обоих классах являются преобладающей породой, а также "березняков с сосной" к "соснякам черничным". Последнее можно обосновать тем, что с момента формирования карты растительности, по которой были

получены обучающие выборки, прошло более 10 лет и за этот период наблюдается сукцессия березняков с естественной сменой сообщества "березняки, часто с сосной, черничные и чернично-травяные" на "сосняки черничные". Не учитывая эти ошибки, индекс Каппа-Коэна для рассматриваемой реализации алгоритма составил 0,7 по сравнению с исходным методом Fuzzy, для которого этот индекс колебался от 0,3-0,6 в зависимости от инициализации начальных центров кластеров.

Таблица 1

Матрица оценки результатов классификации

	1	2	3	4	5	6	7	8
1	**38,54**	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	41,35	20,11
2	0,00	**70,03**	0,00	0,00	29,97	0,00	0,00	0,00
3	0,00	0,00	**55,00**	0,00	0,00	0,00	45,00	0,00
4	0,00	0,00	0,00	**54,35**	0,44	0,00	16,30	28,91
5	2,05	0,00	0,00	7,44	**35,05**	0,00	49,78	5,69
6	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	**91,27**	0,00	8,73
7	15,31	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	**70,91**	13,78
8	20,93	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	24,53	**54,54**

1 – елово-сосновые чернично-зеленомошные и сфагновые; 2 – луговая растительность;
3 – сосново-пушицево-кустарничково-сфагновые болота; 4 – черноольховые леса;
5 – березняки щучковые и черничные, встречаются с сосной; 6 – ельники чернично-зеленомошные;
7 – сосняки черничные; 8 – сосняки зеленомошные.

Таким образом, на основе результатов эксперимента можно сделать вывод о том, что метод нечеткой кластеризации Fuzzy для успешной классификации природных ландшафтов целесообразно комбинировать с алгоритмами субтрактивной сегментации и стохастической оптимизации, позволяющими выбрать оптимальные параметры кластеризации и обеспечивающими повышение точности и устойчивость разбиения изображения на классы.

Список используемых источников

58. *Bezdec J.C.* Pattern Recognition with Fuzzy Objective Function Algorithms. – New York: Plenum Press, Springer, 1981. – 267 p.

59. *Роберт А. Шовенгердт* Дистанционное зондирование. Методы и модели обработки изображений. – М: Техносфера, 2010. – 556 с.

60. *Григорьева О.В., Чапурский Л.И.* Проблемы создания и информационного наполнения базы данных по коэффициентам спектральной яркости объектов наземных экосистем // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – Т.9 – №3. – 2012. – С. 18-25.

61. Природная среда и биологическое разнообразие архипелага Березовые острова (Финский залив). – СПб., 2007. – 368 с.

62. *Chiu S.* Fuzzy Model Identification Based on Cluster Estimation // Journal of Intelligent & Fuzzy Systems. – V. 2. – №3 (September 1994). – P. 267-278.

63. *Jun Sun, Choi-Hong Lai, Xiao-Jun Wu* Particle Swarm Optimisation: Classical and Quantum Perspectives. – CRC Press, 2011. – 419 p.

64. Современные алгоритмы поисковой оптимизации. Алгоритмы, вдохновленные природой: учебное пособие / А.П. Карпенко. – Москва: Издательство МГТУ им. Н.Э. Баумана, 2014. – 446 с.

65. Теория и практика цифровой обработки изображений / Дистанционное зондирование и географические информационные системы. Под ред. А.М. Берлянта. – М.: научный мир, 2003. – 168 с.

Н.П. Данилкин[1];
И.С. Данилов[2];
Г.А. Жбанков[3];
Н.Г. Котонаева[1];
С.А. Пулинец[1,2];
А.Ю. Репин[1]
1. Институт прикладной геофизики имени ак. Е.К. Федорова, г. Москва,
2. Научно-производственная корпорация «Космические системы мониторинга, информационно-управляющие и электромеханические комплексы» имени А.Г. Иосифьяна, г. Москва,
3. Южный федеральный университет, г. Ростов-на-Дону

РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ ИОНОСФЕРЫ НА ОСНОВЕ ПРИЕМНИКА МЕЖДУНАРОДНОЙ КОСМИЧЕСКОЙ СТАНЦИИ (МКС) И ИОНОЗОНДА НА КОСМИЧЕСКОМ АППАРАТЕ «ПРОГРЕСС-М»

Предлагается проведение космического эксперимента с использованием двух космических аппаратов (МКС и КА "Прогресс-М"). На первом этапе в эксперименте задействованы: наземные ионозонды, МКС и КА"Прогресс-М". На втором этапе - после окончания работы КА "Прогресс-М": наземные ионозонды и МКС.

Ключевые слова: радиозондирование ионосферы со спутников, международная космическая станция, транспортный грузовой корабль Прогресс-М, наземные ионозонды, космический эксперимент

ВВЕДЕНИЕ

Спутниковое радиозондирование ионосферы в диапазоне её плазменных частот позволяет производить диагностику среды ионозондами космического базирования практически с любых высот расположения искусственных спутников Земли (ИСЗ), в том числе, и с высот обитаемых космических станций [1,2]. Размещение бортовых ионозондов на обитаемых станциях имеет одну важную особенность, которая делает такое расположение особенно предпочтительным для постоянно действующего мониторинга глобальной ионосферы. Действительно, на разных орбитах вокруг Земли к настоящему времени вращается уже более десяти ИСЗ с ионозондами, каждый из которых был бы вполне пригоден для проведения постоянного мониторинга. Если бы не блоки питания и не выход аппаратуры из строя из-за радиационного поражения. А так, это просто «космический мусор». На обитаемых и посещаемых сменными экипажами пилотируемых ИСЗ указанные особенности не являются препятствием. Аппаратуру всегда можно заменить, починить и т. п. С этой точки зрения представляется целесообразным рассмотреть возможности использования МКС, а также её будущих аналогов, и космических аппаратов (КА), которые регулярно посещают станцию, доставляя на неё сменные экипажи, продовольствие, аппаратуру и т.п.

МКС была введена в строй в 1998 году. В настоящее время в проекте участвуют 16 стран мира, в том числе РФ, которая является исполнителем миссий по смене экипажа и доставке грузов на МКС специальными космическими аппаратами (КА). Сейчас таким КА является КА «Прогресс-М».

Полетные данные на станцию МКС в настоящее время: высота станции 410-420 км, наклонение 51,63 градуса, орбитальная скорость 7,6 км/сек, период обращения около 93 минут. Сама станция и её полетные данные непрерывно меняются. Так высота орбиты в целом лежит в диапазоне 337-430 км. В настоящее время станция совершает свыше 15 оборотов вокруг Земли в сутки.

КА «Прогресс-М» — относится к серии транспортных беспилотных грузовых космических кораблей (ТГК), выводимых на орбиту с помощью ракеты-носителя «Союз». Разработчиком и изготовителем кораблей семейства «Прогресс» является Ракетно-космическая корпорация «Энергия». Наличие нескольких стыковочных узлов в так называемом «сателлитном

переходном отсеке» позволяет в дальнейшем присоединять транспортируемые модули для длительной эксплуатации в роли лабораторий, подсобных помещений и складов, модулей жизнеобеспечения и т. п.

Прогресс-М» имеет три основных отсека: герметичный грузовой со стыковочным агрегатом, где размещались материалы и оборудование, доставляемые на станцию МКС; отсек компонентов дозаправки, сделанный негерметичным, чтобы защитить станцию в случае утечки токсичного топлива; а также приборно-агрегатный отсек. В последнее время этот отсек стал использоваться в качестве лабораторий различного назначения. Именно в нем и предлагается разместить бортовой ионозонд. При этом антенны ионозонда будут прикрепляться к внешней стороне КА «Прогресс-М» так же, как и в эксперименте со станцией МИР [3], а после выполнения основной миссии разворачиваться в нормальные дипольные антенны автоматически по радиокоманде.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТА

В настоящее время известны, хорошо проверены в космических экспериментах (КЭ) [3,4] следующие виды радиозондирования бортовыми и наземными ионозондами: наземное зондирование, внешнее зондирование с ИСЗ, который находится выше максимума ионосферы (готовится бортовой ионозонд «ЛАЭРТ» [5], отработал бортовой ионозонд «ИС-338»), прямое трансионосферное зондирование (ТИЗ) и обратное трансионосферное зондирование (ОТИЗ) (эксперименты на ИСЗ «Интеркосмос-19» и «Космос 1809»), а также внешнее зондирование с борта пилотируемой станции, которое было проведено на космической станции «Мир»

При ТИЗ используется излучение с борта ИСЗ, а прием производится на Земле и при ОТИЗ – наоборот.

Предлагается проведение эксперимента с установкой бортового ионозонда «ЛАЭРТ-М» на КА «Прогресс-М» и приемного устройства ионозонда «ЛАЭРТ-М» на МКС.

С точки зрения наиболее приближенного к реальному определению пространственной структуры ионосферы при данном расположении приемных и передающих частей ионозондов следует использовать все возможные исследующие ионосферу траектории радиолучей между наземными и космическими ионозондами.

Эксперимент предполагается провести в два этапа.

На первом этапе эксперимента реализуются следующие линии радиозондирования: внешнее радиозондирование с КА «Прогресс-М», синхронизированное с наземными ионосферными станциями, что автоматически приводит к получению трансионограм ТИЗ и ОТИЗ; трансионосферное радиозондирование между двумя КА (ТИЗ 2С), в котором приемник на МКС принимает сигналы передатчика на «Прогресс-М. Радиозондирование ТИЗ 2С кроме получения новой и наиболее точной информации о распределении электронов вблизи максимума ионосферы, позволит «отладить» линии ОТИЗ между российским ионосферными станциями и МКС. Такой тип зондирования для высот грузовика ниже 330 км будет производиться впервые.

На втором этапе после окончания работы КА «Прогресс-М» продолжают работать линии ОТИЗ между Землей и МКС. На этом этапе происходит достаточно полное накопление данных по концентрации электронов в максимуме ионосферы, а также с меньшей точностью по высоте этого максимума.

С целью автоматизации обработки ионограмм, получаемых на борту ТГК «Прогресс» для определения частот отсечек сигнала на высоте КА будут использоваться измерения частот плазменных резонансов на основных собственных частотах ионосферы, возбуждаемых передающим импульсом ионозонда.

Приемное устройство ионозонда «ЛАЭРТ-М» на МКС будет использоваться также для глобального мониторинга электромагнитных излучений естественного и антропогенного характера, глобальных особенностей структуры ионосферы, а также для исследования электромагнитной обстановки вокруг МКС.

МАТЕМАТИЧЕСКОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ЭКСПЕРИМЕНТА

С помощью предварительного математического моделирования траекторий радиозондирующих лучей и их высотно частотных характеристик (ВЧХ) для первого этапа предлагаемого эксперимента были получены результаты, представленные на трех последующих рисунках для разных входных параметров. Используется расчет без учета магнитного поля.

На рис. 1 представлен случай, когда расстояние между двумя КА менее 300 км при отсутствии в ионосфере спорадического слоя Es.

На рисунках ниже указано стрелками соответствие траекторий радиотрасс на рисунках (1, 2, в) и их ВЧХ на рисунках (1, 2 б).

На рисунке 2 приведены результаты расчетов в том случае, если в месте расположения МКС фиксируется ионосферная неоднородность, влияющая на профиль плазменной частоты под МКС, увеличивающая частоту максимума концентрации электронов с 6,5 МГц до 8,8 МГц и наблюдается спорадический слой Es с предельной частотой foEs = 10,5 МГц.

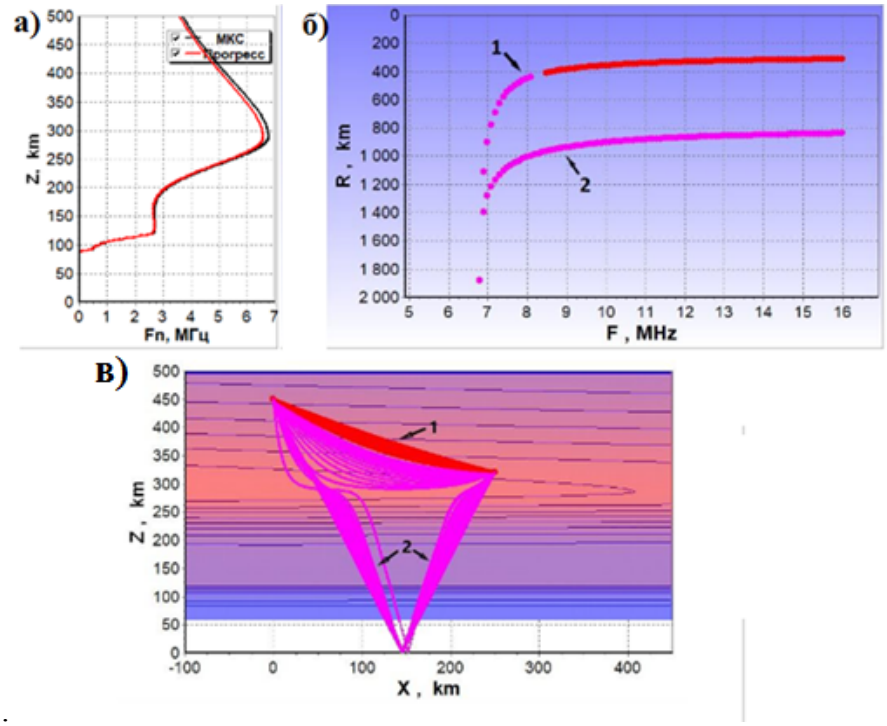


Рис. 1. Профили плазменной частоты ионосферы для двух положений КА (а), трансионограммы (ТИЗ 2С*), полученные на приемном устройстве, установленном на МКС: 1- ВЧХ прямых радиотрасс между двумя КА, 2 – ВЧХ радиотрасс между двумя КА с отражением от Земли (б); траектории исследующих ионосферу радиолучей, излученных с ионозондом на КА «Прогресс-М»(в).*

На втором этапе после окончания работы КА «Прогресс-М» продолжают работать линии ОТИЗ между Землей и МКС на основе того опыта, который был накоплен в период работы КА «Прогресс-М».

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. На первом этапе эксперимента по ионограмме внешнего зондирования можно определять все классические параметры ионосферы, которые определяются в режиме внешнего зондирования с грузового КА «Прогресс-М». Кроме этого наличие второго КА позволяет дополнительно определять максимум Es и его "прозрачность", а также при наличии

неоднородностей можно детектировать факт их наличия. При более подробном анализе серии последовательных ионограмм появится возможность определять конкретные параметры неоднородности.

2. . На втором этапе эксперимента (т.е. когда имеется только приемная часть ионозонда на МКС и все наземные станции РФ) можно определять максимальную концентрацию электронов ионосферы и высоту, где она находится, над площадью с диаметром свыше 2000 км (ориентировочно диаметр прямой видимости ИСЗ на высоте 350-400 км) около каждой ионосферной станции. Напомним, что в обычных условиях принимается, что данные вертикального наземного радиозондирования можно использовать для площади вокруг ионосферной станции с диаметром примерно 250-500 км.

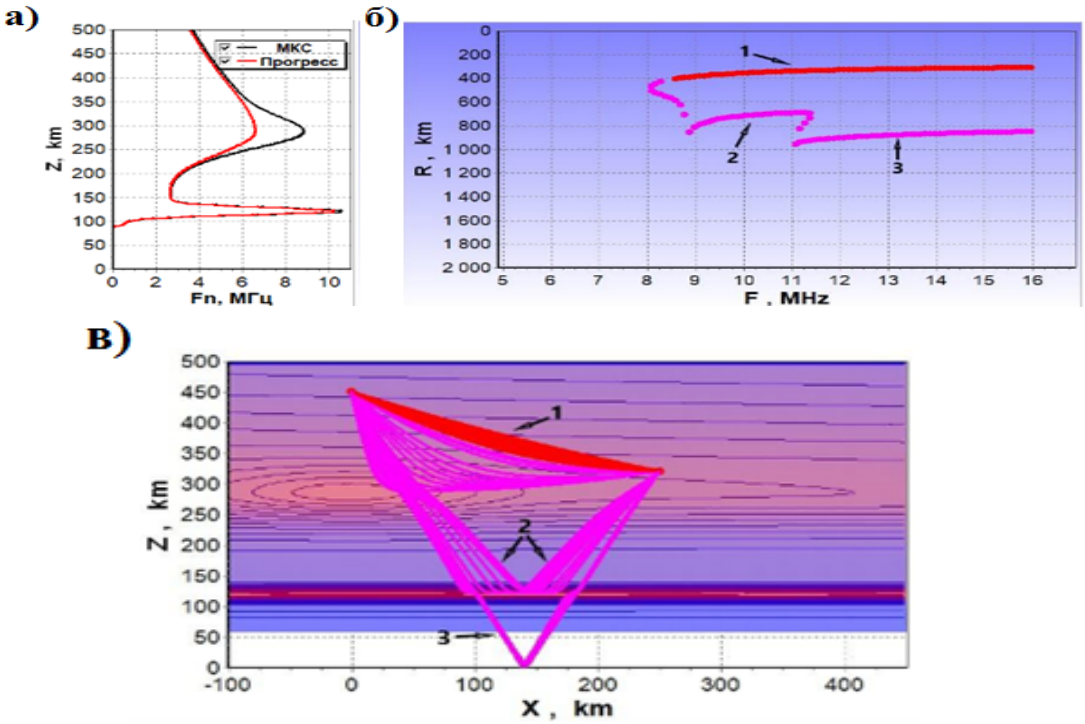


Рис. 2. Профили плазменной частоты ионосферы с ярко выраженным спорадическим слоем для двух положений КА и ионосферной положительной неоднородностью для места расположения МКС (а), трансионограмма (ТИЗ 2С)*, полученная на приемном устройстве, установленном на МКС: 1- ВЧХ прямых радиотрасс между двумя КА, 2 – ВЧХ радиотрссс между двумя КА с отражением от спорадического слоя Е (б); ВЧХ радиотрссс с отражением от Земли (б) и соответствующие траектории исследующих ионосферу радиолучей, излученных с ионозондом на КА «Прогресс-М» (в).*

Список используемых источников

1. *Данилкин Н.П.* Радиозондирование ионосферы бортовыми и наземными ионозондами/ Труды Института прикладной геофизики/ выпуск 91 – М., 2014

2. *Pulinets S.A., Benson R.F.*, Radio-Frequency Sounders in Space, Review of Radio Science, ed. by W. Ross Stone, Oxford University Press, Chapter 28, p. 711-733, 1999

3. Данилкин Н.П., Журавлев С.В., Котонаева Н.Г. Радиозондирование ионосферы с искусственных спутников Земли // Энциклопедия низкотемпературной плазмы. Серия Б. Справочные приложения, базы и банки данных. Т. 1-3. Ионосферная плазма. Часть 2 / отв. ред. В.Д. Кузнецов, Ю.Я. Ружин. — М.: Янус-К, 2009. — С. 35–44.

4. *Лапшин В.Б., Данилкин Н.П., Денисова В.И., Пулинец С.А., Гивишвили Г.В.* Перспективы развития национальной ионосферной службы на основе сети станций наземного

радиозондирования и специализированных спутников с ионозондами/ // Сборник докладов XXIII Всероссийской научной конференции «Распространение радиоволн», г. Йошкар-Ола. – 2011 – Т. 1.

5. Пулинец С.А. Перспективы спутникового зондирования ионосферы в рамках проекта «Ионозонд». Гелиогеофизические исследования. 2013. Вып. 6. С. 1–7.

Н.П.Данилкин[1];
С.А.Журавлев[1] ;
Н.Г.Котонаева[1];
В.Б.Лапшин[1];
А.Ю.Репин[1]:
Е.Н. Хотенко[1];
И.В.Романов[1];
М.Ю.Филиппов[1]
Г.А.Жбанков[2]
В.А.Шувалов[3]
[1]Институт прикладной геофизики имени академика Е.К.Федорова, г.Москва
[2]НИИ физики южного федерального округа, г.Ростов-на-Дону
[3]ЦНИИмаш, г.Королев

ВНЕШНЕЕ И ТРАНСИОНОСФЕРНОЕ РАДИОЗОНДИРОВАНИЕ В АРКТИКЕ ПРИ НАЛИЧИИ НЕСКОЛЬКИХ БОРТОВЫХ ИОНОЗОНДОВ НА РАЗНОВЫСОКИХ ОРБИТАХ

Предложен космический мониторинг арктической ионосферы , в том числе и непрерывный многочасовой мониторинг арктических неоднородностей методами наклонного внешнего радиозондирования и методом трансионосферного радиозондирования

ВВЕДЕНИЕ

Анализ ситуации с проведением оперативного мониторинга ионосферы арктического региона для целей КВ-радиосвязи, как и интересы развития научного понимания сложных процессов образования, жизни и диссипации ионосферных неоднородностей в Арктике, требует применения комплекса спутниковых средств на разных орбитах. Основная причина этого заключается в том, что непрерывное – в течение времени существования - радиозондирование (просвечивание вблизи границы радиопрозрачности) арктических структур возможно только с высокоэллиптических спутников (ВЭС) благодаря достаточной длительности нахождения ВЭС над исследуемой областью. Энергетические характеристики трасс зондирования при этом можно существенно улучшить, если приём сигналов вести на других спутниках, находящихся на круговых орбитах (КО) средней и низкой удаленности от поверхности Земли. В этом случае возникающие трассы исследования и диагностики ионосферы есть трассы внешнего наклонного радиозондирования между верхним и нижним спутниками и трассы внешнего и трансионосферного радиозондирования между нижним спутником и Землей.

Предлагается схема организации ионосферного мониторинга на базе использования из государственной программы [1] «Арктика-М» двух высокоэллиптических космических аппаратов (КА) с бортовыми ионозондами и нескольких КА с аналогичными ионозондами на круговых орбитах в диапазоне высот 600 – 2000 км. Будет показано, что такая схема при различном количестве КА на низких высотах практически полностью удовлетворит обе сформулированные выше задачи. Отметим, что возможно упрощение и удешевление предлагаемой экспериментальной работы, если вместо бортовых ионозондов на высоких орбитах использовать только передатчики, а на низких орбитах только приемники.

При этом:

- бортовой передатчик, установленный на КА с орбитой до 40 000 км, излучает зондирующий сигнал с помощью слабонаправленной антенны диапазона частот 1-30 МГц;

- вдоль линии соединяющей бортовой передатчик и наземную станцию с приемником сигналов 1 - 30 МГц распространяются сигналы прямого трансионосферного радиозондирования.

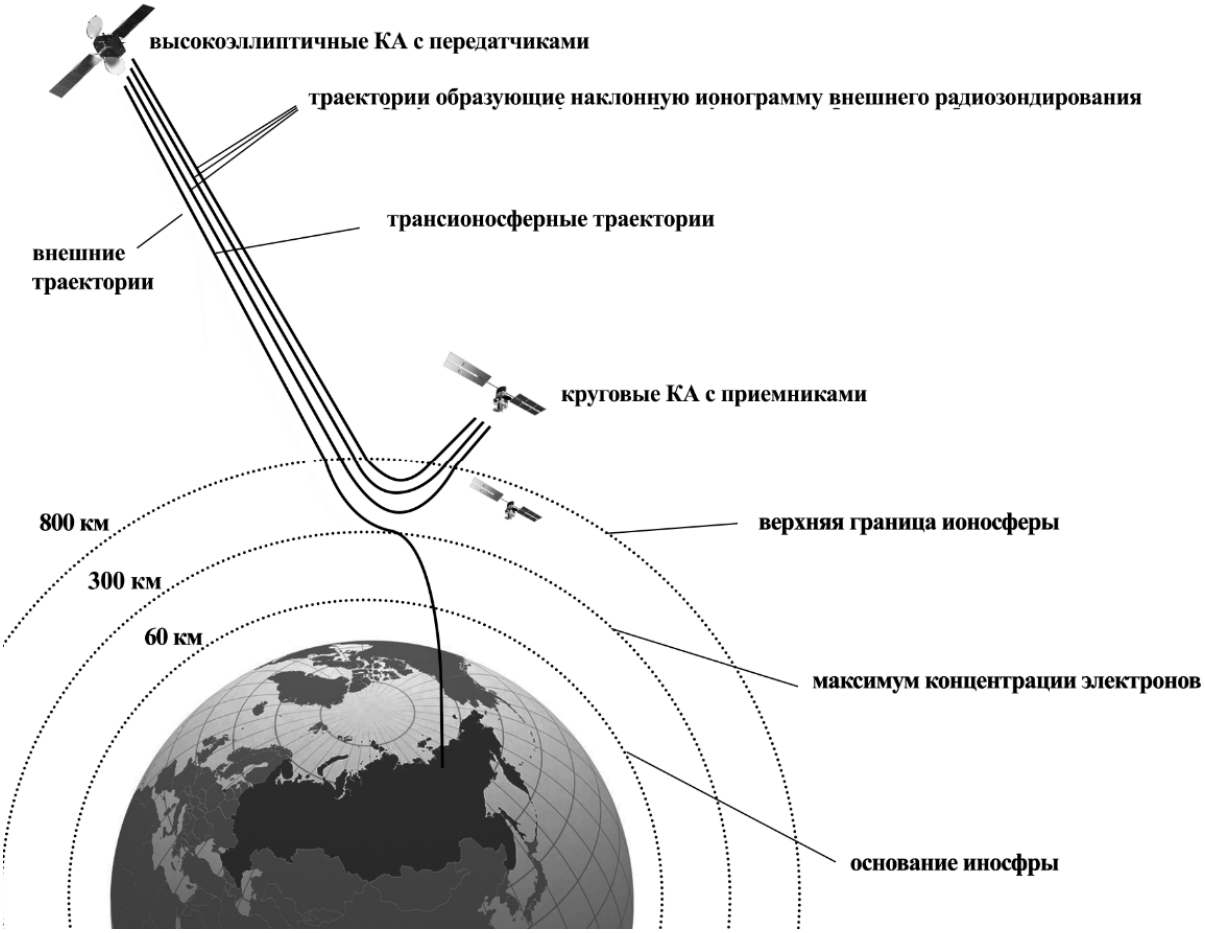


Рис. 1. Схема зондирования ионосферы комплексом из двух ионозондов в режиме внешнего и трансионосферного зондирования. ВЭО – от 15000 до 40000 км, КО от 600 до 2000 км

ЧИСЛЕННЫЙ ЭКСПЕРИМЕНТ

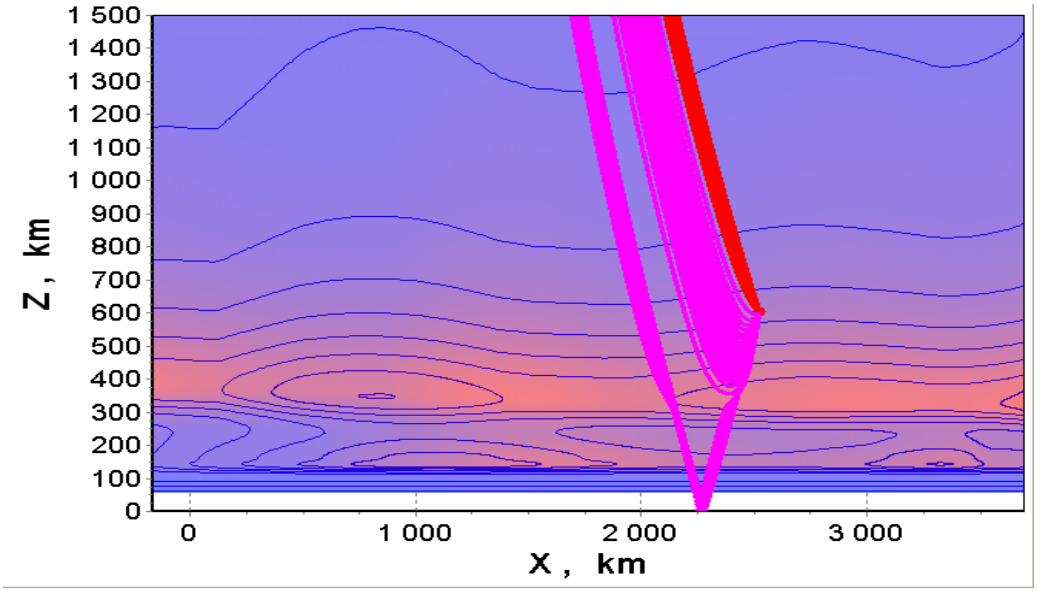
При упрощении и удешевлении космического комплекса путем установки на круговом низковысотном спутнике (КНС) только приемников, а на высокоэллиптическом (ВЭС) только передатчиков, полноценное непрерывное определение критических частот ионосферы возможно над всеми районами Арктики (полярная шапка, овал, провал). Возможно и обратное расположение трасс зондирования - передатчик на КНС, а приемник на ВЭС.

Для численного эксперимента выбраны следующие условия: модель ИПГ для 21.02.2014 г., время UT 2 ч., 0 м. Широта, долгота и высота ВЭС 61,97 и 0,13 градусов, 38955 км, соответственно. Широта, долгота и высота КНС 79,56 и 50,8 градусов, 2000 или 600 км, соответственно. При этом для высоты КНС в 2000 км трасса будет составлять 2531 км, азимут 21,2 градуса.

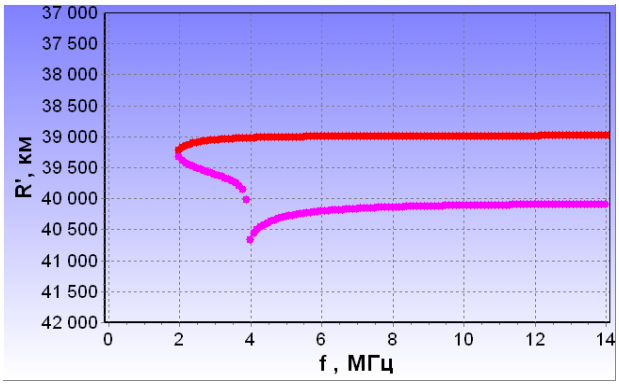
Рассматривается ионосфера в спокойных условиях, задаваемых моделью SIMP-1.

Далее и на ионограммах, и на рисунках для траекторий красным цветом обозначены прямые лучи, розовым – отраженные либо от ионосферы, либо от Земли. Для всех расчетов показаны

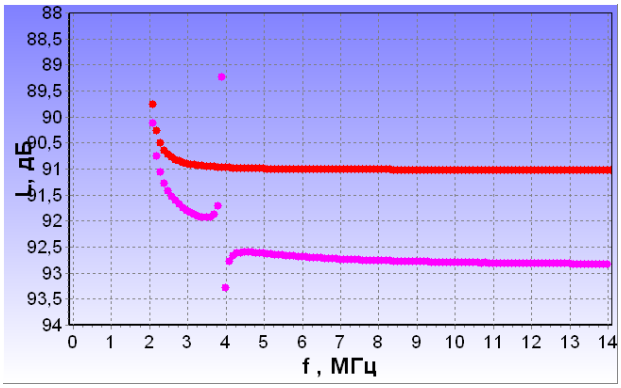
три графика – траектории на фоне контурной карты плазменных частот вдоль трассы (а), собственно ионограммы (б) и график величин пространственного ослабления лучей (в).



а



б



в

Спокойные условия. Высота КНС **Z = 600 км**

Из этих результатов можно сделать вывод, что в спокойных условиях мы достаточно хорошо можем определять критическую частоту под приемным спутником. В первом случае (низколетящий) можно определить плазменную частоту на высоте приемного спутника. Она равна 2 МГц. Расчеты энергетики показывают, что прямой и отраженный лучи сопоставимы (разница не превышает нескольких дБ).

Вышеприведенный пример фактически показывает наклонное внешнее зондирование ионосферы в Арктике. Не менее интересен случай трансионосферного зондирования (ТИЗ), когда исследующие ионосферу радиолучи проходят через все структурные особенности арктической ионосферы (полярная шапка, овал и провал) в течение длительных промежутков времени, напрерывно осуществляя её диагностику. Далее показаны результаты расчетов ТИЗ для характерного случая наблюдения в Арктической ионосфере квазивертикальных стенок ионизации. На рис. 2 представлена модель ионосферы ИПГ, спутник на высоте 32700 км. Из траекторий спутников «Арктика-М» для излучения ионозонда выбраны части траекторий, при излучении с которых радиоволны при прямом трансионосферном зондировании, будучи излученными с высот ориентировочно 10000, 20000 и 30000 км, достигают Земли в районах северных ионосферных станций России (ориентировочно Мурманск, Тикси, Диксон). В этом

случае радиоволны будут пересекать исследуемые области полярной ионосферы – полярную шапку, овал и провал в широтном распределении плазмы ионосферы в диапазонах высот 100 – 1000 км.

На рисунке 3 представлены в качестве примера результаты расчетов при расположении спутника на высоте 32701 км.

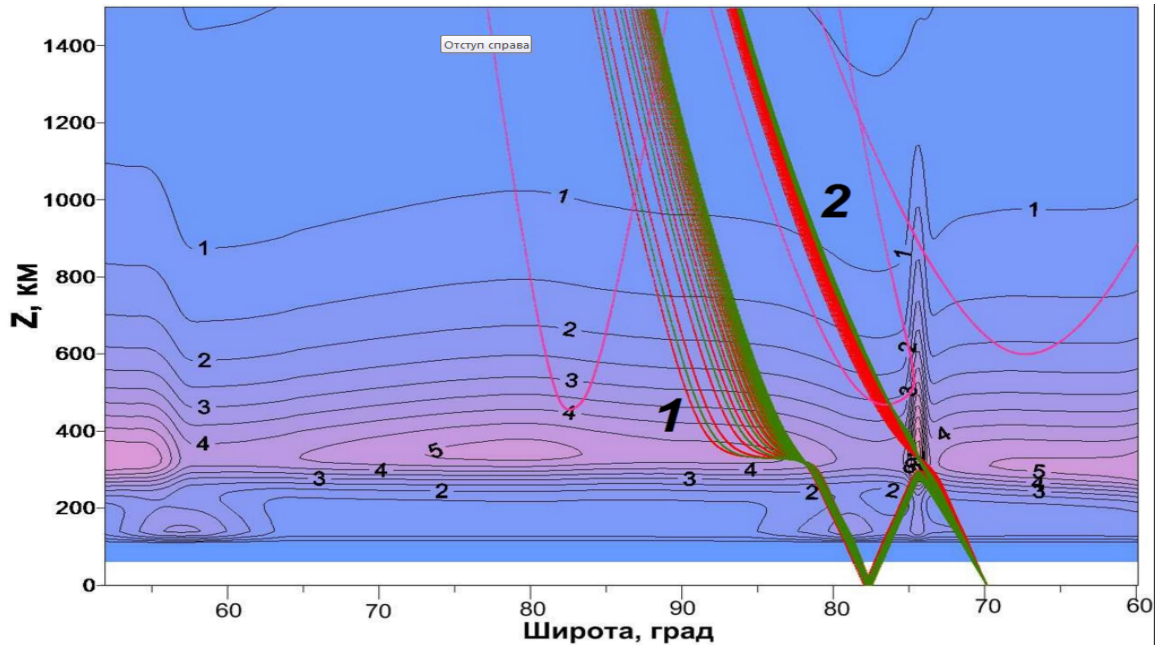


Рис.2 Распределение плазменных частот и траектории лучей при наличии стенки ионизации. Здесь красным обозначены о-лучи, приходящие в точку наблюдения, зеленым – аналогичные х-лучи.

Далее были выбраны 5 точек на траектории спутника «Арктика-М» через каждые два часа и использованы соответствующие модели ионосферы в Арктике для этих времен. Неоднородность типа "стенка" расположена на 500 км севернее станции и описывается сильно вытянутым эллипсом с превышением электронной концентрации в центре над фоном , что соответствует данным реального эксперимента. На рис. 3 показана одна (из пяти) трансионограмм (4 UT, угол прихода 31 градус) на которой видно, что появляется второй веер лучей, которые, будучи отраженными от стенки и от Земли, изучают не только неоднородность, но и плазму окружающего неоднородность пространства. При этом сама стенка будет своеобразным зеркалом, которое просвечивает плазменную структуру на некотором расстоянии от стенки, что хорошо видно на рисунке 3.

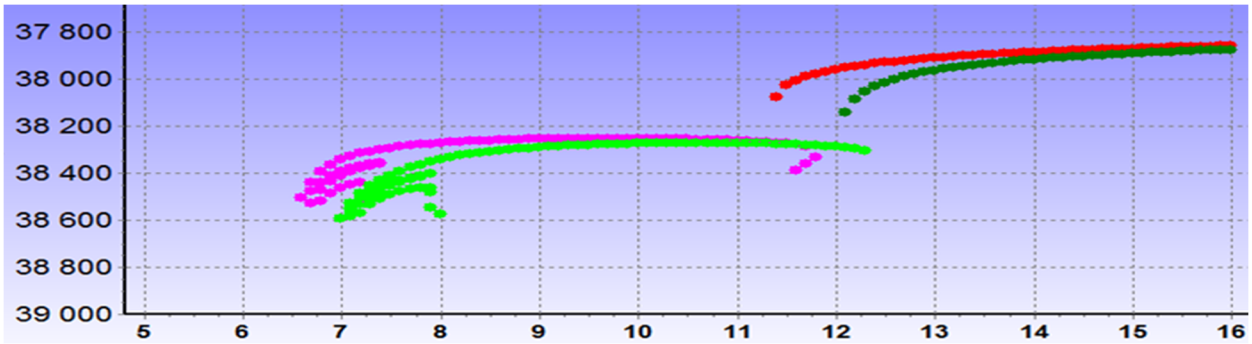


Рис. 3. Одна из вычисленных трансионограмм. Виден 2-ой многочастотный след, который потенциально содержит дополнительную информацию.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Наличие плазменной стенки по данным ТИЗ с высокоэллиптического спутника («Арктика–М» и др.), также как и по данным внешнего зондирования с ИСЗ Космос-1809, уверенно определяется.

Во всех пяти случаях при высокоэллиптическом зондировании возникает отлично наблюдаемый двухскачковый многочастотный след. Наличие стенки и плазменная частота внутри стенки уверенно определяются. Спектр лучей второй моды фокусируется на высоте максимума ионосферы.

Данные зондирования с высокоэллиптического спутника могут быть основой для построения модели распределения концентрации электронов между стенкой и вертикалью, которая проходит через точку фокусирования лучей второй моды.

Список используемых источников

1. *Асташкин А.А., Комиссарова И.Н., Маркелова Т.С., Наговицина Н.В., и др.* Информационное обеспечение исследования арктического региона с использованием гидрометеорологической системы «Арктика-М»// Космонавтика и ракетостроение. 2015. №6 (85). С. 11-19.

2. Ахмедшин Р.Л., Данилкин Н.П., Журавлев С.В., Киселев Г.Н.., Небузданов А.А., Семейкин А.П., Тольский А.Л. Результаты первой научной экспедиции в приполюсном районе на атомном ледоколе «Сибирь». // Сборник трудов. Ленинград, Гидрометеоиздат, 1990, стр. 100-135

3. *Анишин М.М., Данилкин Н.П., Журавлев С.В., Котонаева Н.Г., Кураев М.А.* Моделирование эксперимента по радиозондированию ионосферы с ИСЗ «Космос 1809» при наличии вертикальных неоднородностей электронной плотности в арктическом регионе // Геомагнетизм и аэрономия, 2012, т. 52, №2, с. 245-250.

М.В. Данилычев
кандидат физико-математических наук;
Д.М. Ермаков
кандидат физико-математических наук;
В.П. Саворский
кандидат физико-математических наук;
Б.Г. Кутуза
доктор физико-математических наук, профессор
Институт радиотехники и электроники им. В.А.Котельникова РАН

ПЕРСПЕКТИВНЫЕ МНОГОЛУЧЕВЫЕ СИСТЕМЫ В СОСТАВЕ БОРТОВОГО СВЧ-РАДИОМЕТРИЧЕСКОГО КОМПЛЕКСА

Предлагается расширить круг решаемых задач и повысить возможности бортового СВЧ-радиометрического комплекса традиционного типа путем введения в его состав независимого радиометра, построенного на основе технологии многолучевых систем апертурного синтеза или многолучевых систем панорамного типа.

Ключевые слова: дистанционное зондирование, СВЧ- радиометрия, спутник.

В настоящее время в практике спутниковой и авиационной СВЧ- радиометрии используются схемы обзора с применением: 1) однолучевых радиометрических систем (РМС) с пространственным сканированием главного лепестка диаграммы направленности антенны (ДНА); 2) многолучевых РМС апертурного синтеза (систем с нелинейной обработкой сигнала), и 3) многолучевых РМС панорамного типа [1,2]. Радиометрические системы 1-ого типа являются основным типом современных спутниковых РМС (более 99% от числа запущенных на орбиту). Сбор информации осуществляется методом последовательного опроса строк, возникающих при поступательном движении спутника в сочетании с периодическим движением луча относительно самого спутника. Для различных разновидностей данного типа РМС характерна многоканальность, большая полоса обзора (до ~2600 км при высоте полета ~830-850 км), высокая надежность, хорошие показатели по массе, габаритам и энергопотреблению. Приборная радиометрическая чувствительность “поверхностных” ($\lambda \geq 3$см) каналов для современных однолучевых РМС оценивается величиной ~0.03-0.06К, что позволяет достигнуть при сканировании чувствительности в пространственном элементе (20-100км) порядка 0.3-0.7К. Для “атмосферных” каналов ($\lambda \leq 1.6$см), с учетом специфики узкополосного атмосферного профилирования, разброс увеличивается: ~0.05-0.3К для приборной чувствительности и ~0.5-3.0К для чувствительности в элементе пространственного разрешения (~5-50км). Эта технология является самой проработанной и универсальной. Вместе с тем она имеет слишком малый ресурс для развития и близка к достижению естественных ограничений по пространственному и радиометрическому разрешению. Ее генетическим дефектом является тот факт, что скорость сканирования луча по поверхности во много (в 400 и более!) раз превышает скорость движения следа (проекции) спутника на поверхности (~6.5км/с). Поэтому возможность накопления сигнала от элемента разрешения существенно ограничена, а, следовательно, ограничена и возможность достижения высокой радиометрической чувствительности при одновременном достаточно хорошем пространственном разрешении. Как попытку преодолеть эти ограничения следует рассматривать эксперименты с многолучевыми системами [2]. Желание существенно улучшить показатели пространственного разрешения заставило обратиться к технологии апертурного синтеза [2,3]. А необходимость иметь средство измерения параметров системы “атмосфера-поверхность” с повышенной чувствительностью в элементе пространственного разрешения – вспомнить о возможностях многолучевых систем панорамного типа [2]. Вместе с тем теоретические оценки, а также уже имеющийся задел в дециметровом L-диапазоне, свидетельствуют о том, что развитие и доведение подобных технологий до приемлемого уровня требует значительных финансовых, технологических и

временных затрат. При этом, из-за имеющихся особенностей конструкции, сами такие системы [2] в принципе не могут быть многочастотными и универсальными в той или хотя бы близкой степени, какая уже достигнута “обычными” РМС со сканированием главного лепестка ДНА. С точки зрения авторов, применение многолучевой РМС в качестве единственной бортовой РМС является в большинстве случаев неэффективным и нерациональным подходом. Оптимальным представляется использовать оригинальные возможности многолучевых РМС в качестве дополнения к функционалу однолучевой многочастотной РМС традиционного типа [2]. При этом становится возможным существенное расширение круга решаемых средствами СВЧ- радиометрии задач. Если для решения задачи необходима повышенная радиометрическая чувствительность в элементе пространственного разрешения, а требования к самому пространственному разрешению являются второстепенными, то разумно использовать технологию многолучевых РМС панорамного типа. Введение же РМС апертурного синтеза в состав бортового комплекса представляется логичным для решения задачи, которая характеризуется повышенной детализацией пространственного распределения в сочетании с значительными перепадами уровня принимаемого излучения [2,3]. В докладе приводятся примеры различной степени сложности и касающиеся зондирования различных сред, которые подтверждают необходимость развития и значимость такого рода технологий ДЗЗ.

Логика использования российского семейства многоканальных радиометров МТВЗА-ГЯ подразумевает его дальнейшее совершенствование [2,5]. Одной из проблем, которые необходимо разрешить в ходе этого процесса, является вопрос введения в схему измерений рабочих каналов диапазона 6-7 ГГц. При использовании единого для всех частот зеркального отражателя пространственное разрешение на уже имеющихся каналах 10.7 ГГц превосходит разрешение на каналах в диапазоне 6-7 ГГц более чем в 1.5 раза по каждому из направлений. Это сулит значительную выгоду в детализации распределения восстановленных параметров. Однако при детальном рассмотрении становится ясным, что использование пары линейно поляризованных каналов $T_v(10.7)$ и $T_h(10.7)$ в качестве основной при восстановлении температуры поверхности T и скорости приводного ветра U_h, возможно лишь с определенными оговорками. Из представленных в [1] графиков радиационно-ветровой чувствительности следует, что ее характер для 6.9 и 10.7 ГГц практически одинаков на обеих поляризациях и, в довольно широком диапазоне скорости ветра (до ≈20-25м/с). Вместе с тем, как видно на рис.1, для радиационно-температурной чувствительности это заведомо не так – во всем диапазоне естественных изменений поверхностной температуры значения величин $\partial T_v / \partial T$ и $\partial T_h / \partial T$ для 6.9ГГц превышают аналогичные на частоте 10.7ГГц. В диапазоне температур поверхности $t_s \geq +20$°C таким различием можно пренебречь, но при приближении к 0°C, чувствительность $\partial T_v / \partial T = \partial T_v / \partial t_s$ на канале $T_v(10.7)$ падает заметно быстрее и при t_s =0°C становится настолько маленькой (~0.15), что уступает значению на канале $T_v(6.9)$ практически втрое (~0.41). Ухудшение качества якобиана и обусловленности системы уравнений для каналов на 10.7ГГц при этих температурах закономерно приводит к снижению устойчивости решения и значительному росту погрешности восстановления T по сравнению с каналами 6.9ГГц. В отличие от тропических и субтропических вод, при работе в умеренных и полярных широтах, наличие в составе универсальной бортовой РМС, h- и v- каналов диапазона 6-7 ГГц является насущной необходимостью. Этот вывод вовсе не подразумевает требования "встраивания" данных каналов непосредственно в конструкцию многоканального радиометра с механическим способом сканирования главного лепестка ДНА, которым, собственно, и является РМС МТВЗА-ГЯ [5]. Более рациональным представляется ввести их в состав бортового комплекса в виде одной или нескольких независимых от МТВЗА-ГЯ секций многолучевого панорамного радиометра апертурного типа с диаметром зеркала в ~1.5 раза (~1.0м) больше чем у общего для всех своих каналов зеркала МТВЗА-ГЯ (~0.65м). Такой подход способствовал бы дополнительному повышению радиометрической чувствительности

этих каналов в элементе пространственного разрешения при параметрах пространственного разрешения не уступающих показателям каналов на 10.7ГГц, а также повысил бы общую надежность бортового РМ-комплекса. Помимо температуры поверхности это повысило бы качество восстановления и остальных параметров системы “океан-атмосфера”.

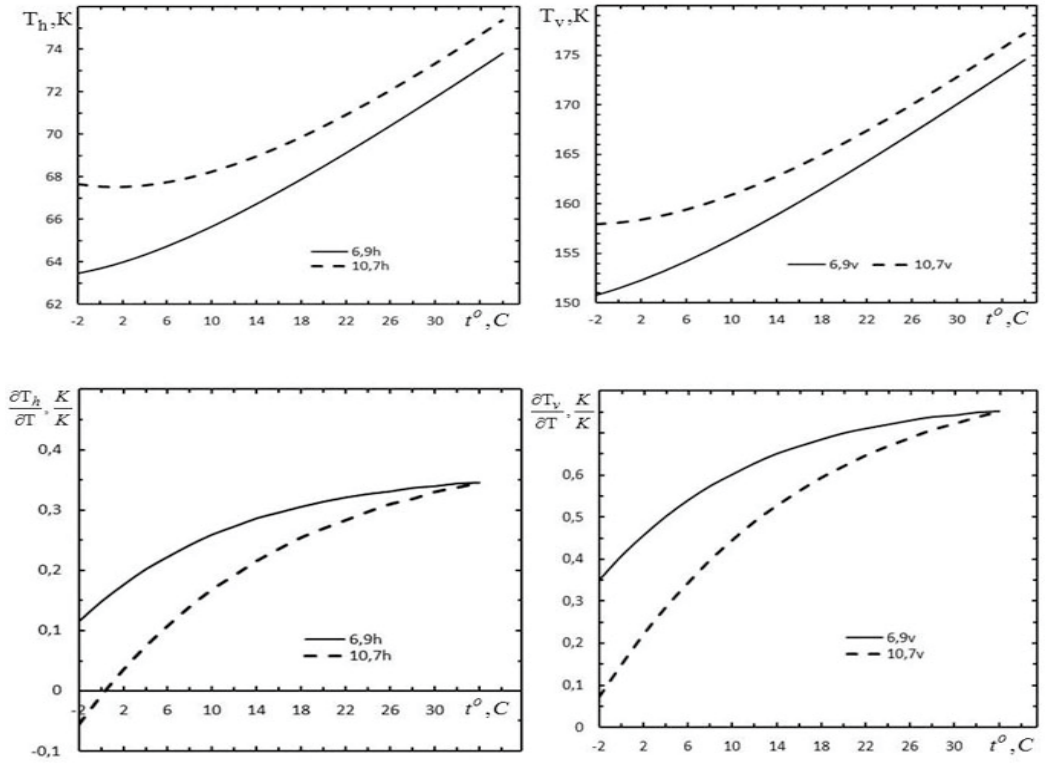


Рис.1. Оценка радиационно-температурной чувствительности поверхности океана на частотах 6.9 и 10.7 ГГц при угле зондирования $\theta=55°$ и уровне солености $S_w=36‰$.

Следующий пример иллюстрирует возможность применения РМС апертурного синтеза в задачах спутникового мониторинга атмосферы и суши [1], в которых перепады яркостной температуры измеряются десятками и более градусов Кельвина, а пространственные масштабы имеют размеры в единицы километров. В ДЗ атмосферы значительное внимание уделяется исследованиям подобных мезомасштабных явлений (вихри, полярные циклоны, тропические депрессии), с характерными горизонтальными размерами от 10 до 1000 км. Часто эти явления носят характер атмосферных катастроф и формируют экстремальные погодные условия [1,7-9]. При этом их быстрая эволюция и сравнительно малые размеры во многих случаях не позволяют детально фиксировать и исследовать стадии их развития в сети метеорологических наблюдений [8,9] или с помощью РМС традиционного типа. Выполненные в [6] оценки позволяют надеяться на то, что в диапазоне 0.3-2.25 см можно построить РМС апертурного синтеза с полосой ~100МГц, разрешением в единицы км и чувствительностью в элементе разрешения не хуже 1 К. Рассмотрим, например, задачу исследования тропических циклонов (ТЦ). Одним из предвестников быстрой эволюции ТЦ считают деформацию (изменение линейных размеров и параметров симметрии) стены его глаза [10]. При этом, хотя радиояркостные контрасты между теплым ядром и стеной ТЦ могут достигать многих десятков градусов, линейные размеры ядра, как правило, не превышают нескольких десятков км и могут существенно уменьшаться при быстрой интенсификации ТЦ. Вследствие этого, дистанционный мониторинг формы внутренней части стены ТЦ возможен только при высоком пространственно-временном разрешении. Пример - наблюдение ТЦ Katrina (2005 г.) с помощью многоканального радиометра SSM/I [2,11,12] со спутника DMSP/F13. На рис.2а показан фрагмент поля РЯ- температур горизонтально поляризованного излучения, измеренного над Мексиканским заливом на 85 ГГц. По краям фрагмента даны

географические координаты в градусах. Фрагмент построен на регулярной географической сетке с шагом 0.1°. Давление в центре ТЦ составляет 945 гПа, максимальная скорость ветра в стене глаза - 51 м/с. На рис.2б обведенный в рамку фрагмент дан в четырехкратном увеличении. Хорошо видна область теплого ядра ТЦ, окружающая его стена и спиральная структура ТЦ в целом. Наблюдаемые вблизи центра ТЦ перепады существенно выше, чем на периферии. РЯ- температура меняется в широком диапазоне от 180 до 290 К, хотя в основном лежит внутри интервала 255–275 К (см.ниже).

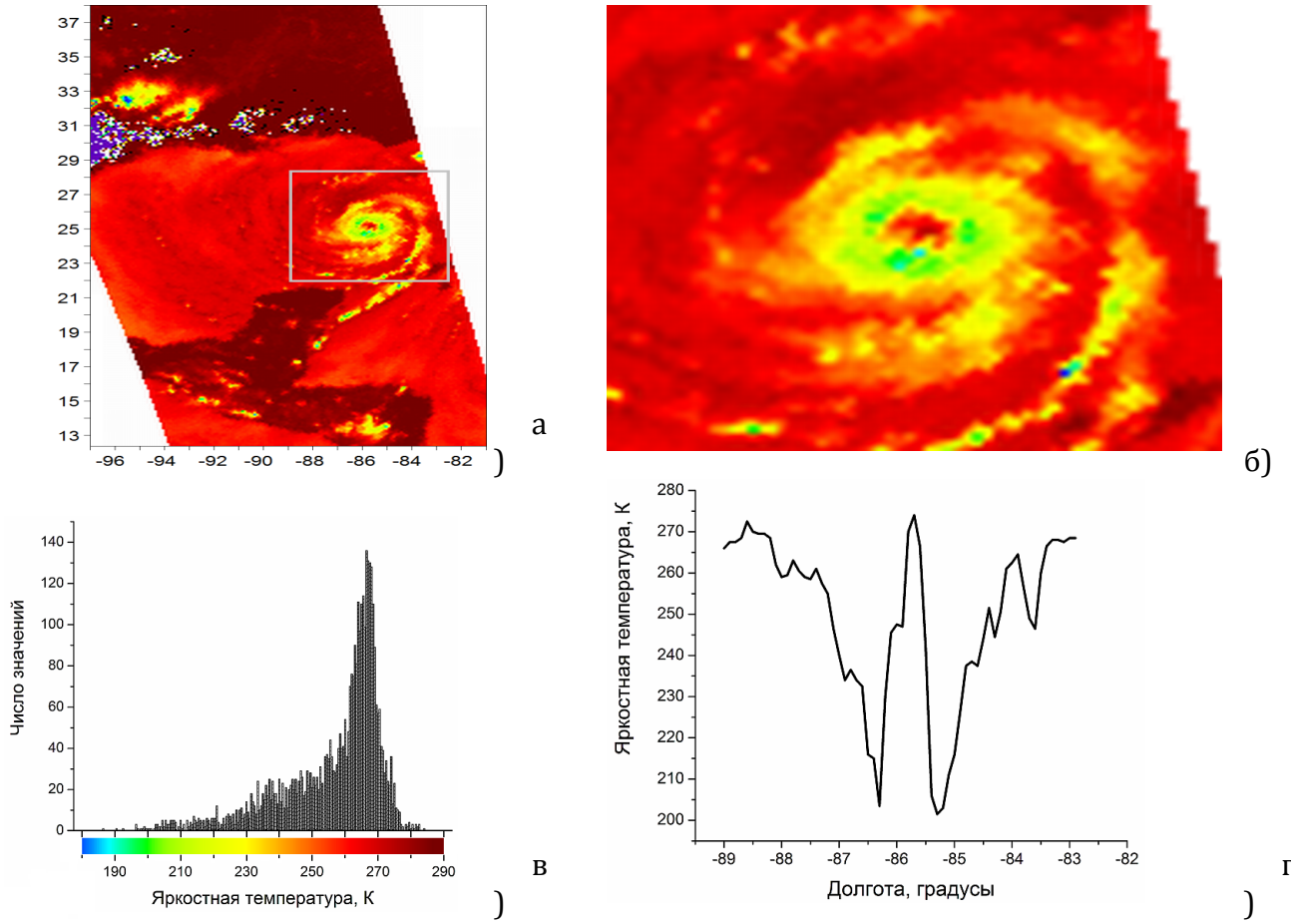


Рис.2. Поле горизонтально поляризованного излучения (85 ГГц) над Мексиканским заливом 27.08.2005 в 22:00 UTC (а); радиотепловой образ ТЦ Katrina (б); гистограмма и цветовая шкала значений (в); долготное сечение радиотеплового образа через центр глаза (г)

Характерные контрасты вблизи ядра ТЦ иллюстрирует рис.2г, на нем показано горизонтальное сечение фрагмента 2б, проведенное через его центр. Отчетливо выделяется пик около 85.5° з.д., приходящийся на теплое ядро ТЦ. РЯ- контраст между ядром и стеной ТЦ составляет более 70 К. Заметим, что с достаточно высокой точностью (порядка единиц км) можно определить только центр ТЦ, учитывая симметричность его структуры. Линейные же размеры его глаза определяются не точнее 10 км из-за недостаточного пространственного разрешения. Т.о. для исследования деталей строения и эволюции ТЦ необходимы радиометры с пространственным разрешением данных не хуже единиц км.

Список используемых источников

1. Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И. Спутниковый мониторинг Земли: Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности //М.: Ленанд, 2016г., 338с.

2. Данилычев М.В., Кравченко В.Ф., Кутуза Б.Г., Чуриков Д.В. Спутниковые СВЧ радиометрические комплексы дистанционного зондирования Земли. Совр. состояние и тенденции развития // Физ. основы приборостроения, 2014, т.3, №1, с.3-25.

3. Есепкина Н.А., Корольков Д.В., Парийский Ю.Н. Радиотелескопы и радиометры //М.: Наука, 1973, 416с.

4. Данилычев М.В., Кутуза Б.Г., Калошин В.А., Мошков А.В. Использование радиометрии СВЧ- диапазона для измерения солености поверхностных вод Мирового океана //Журнал Радиоэлектроники**,** М., №1 – январь 2015, с.1-12.

5. Болдырев В.В и др. Спутниковый микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ //Совр. проблемы дист. зондирования Земли из космоса, 2008, В.5, Т.1, с.243-248.

6. B.G.Kutuza, G.K.Zagorin Two-dimensional synthetic aperture millimeter-wave radiometric interferometer for measuring full-component Stokes vector //Radio Science, 2003, v.38, №5, p.11-1.

7. Гурвич И.А., Пичугин М.К. Исследование характеристик интенсивных мезомасштабных циклонов над дальневосточными морями на основе спутникового мультисенсорного зондирования //Совр. проблемы дист. зондирования Земли из космоса. 2013. Т.10. №1. с.51.

8. Гурвич И.А., Митник М.Л., Митник Л.М. Стат. характеристики, структура и параметры мезомасштабных циклонов над Охотским морем по данным спутникового микроволнового и оптического зондирования //Совр. проблемы дист. зондирования Земли из космоса. 2009. В.6. т.2. с.111.

9. Заболотских Е.В., Митник Л.М., Бобылев Л.П. Сравнительная оценка существующих и перспективных методов исследования в области мониторинга и прогнозирования мезомасштабных циклонических вихрей, включая полярные циклоны //Совр. проблемы дист. зондирования Земли из космоса. 2010, Т.7, №3, с.23.

10.*Поталова Е.Ю., Пермяков М.С., Клещёва Т.И.* Мезомасштабная структура тропических циклонов в поле приводного ветра //Метеорология и гидрология. 2013, №11, с.22.

11.http://www.remss.com/missions/ssmi

12.*Ермаков Д.М., Чернушич А.П., Шарков Е.А., Шрамков Я.Н.* Возможности построения краткосрочных глобальных радиотепловых изображений системы океан-атмосфера на базе программной платформы Stream Handler //Совр. проблемы дист. зондирования Земли из космоса. 2011, Т.8, №3, с.9.

Д.А. Жохова;
И.В. Кужевская
кандидат географических наук;
К.Н. Пустовалов;
В.В. Чурсин;
* Томский государственный университет, г. Томск;
** ИМКЭС СО РАН, г. Томск

СЛУЧАЙ ЗИМНЕЙ КОНВЕКЦИИ ПО ДАННЫМ ATOVS

Рассмотрен случай зимней конвекции на фронте окклюзии. Представлены результаты работы с данными спутникового температурно-влажностного зондирования атмосферы ATOVS и облачными продуктами MODIS.

Ключевые слова**:** спутниковые данные, гроза, Западная Сибирь.

ВВЕДЕНИЕ

Опасные атмосферные явления, связанные с конвективной деятельностью в зимний период являются малоизученными и трудно прогнозируемыми. Обнаружение участков с конвективной облачностью и грозовых очагов в настоящее время возможно только при использовании метеорологических локаторов или спутникового зондирования. Но сеть МРЛ не имеет желаемой частоты распределения по исследуемой территории Западной Сибири, и не всегда удается дать прогноз грозы, особенно зимой, с достаточной заблаговременностью. Поэтому является актуальным исследование зимних гроз с помощью спутниковых данных.

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ ИССЛЕДОВАНИЯ

В работе были применены данные о вертикальном профиле температуры воздуха и удельной влажности, полученные в Сибирском центре ФГБУ «Научно-исследовательский центр космической гидрометеорологии «Планета» [7] на основе измерений комплекса инструментов зондирования атмосферы Advanced TIROS Operational Vertical Sounder (ATOVS) КА «NOAA 18, 19». Данные ATOVS имеют пространственное разрешение 0.25º по широте и долготе, для 42 уровней по изобарической высоте от 1050 до 0.1 гПа. Для исследования была использована информация для 20 уровней в слое от 1000 до 100 гПа, который примерно соответствует тропосфере [11]. С помощью пакета MatLab осуществлялось картирование значений удельной влажности (q, г/кг), температуры воздуха (T, ºC), индекса неустойчивости (KI, ºC). Так же были использованы алгоритмы для визуализации продуктов дистанционного зондирования MODIS ATML2 [10].

Индекс KI вычисляется на основе данных температуры воздуха и температуры точки росы (Td, ºC) на уровнях изобарических поверхностей 850, 700 и 500 гПа в соответствии с формулой: $KI= T_{850}+Td_{850}-T_{700}+Td_{700}-T_{500}$.

Шкала оценки вероятности возникновения грозы по значениям индекса KI представлена в [5].

Целью настоящей работы являлась оценка параметров облачности и состояния атмосферы на момент развития зимней конвекции.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Рассматриваемый в работе случай зимней грозы был зафиксирован в Новосибирске 9 декабря 2015 года. Локальная гроза с 20:22 до 20:35 по местному времени (13:22-13:35 UTC) была зафиксирована только метеостанцией "Учебная" и МРЛ в аэропорту Толмачево [3].

В декабре 2015 года в Западной Сибири наблюдались положительные температурные аномалии 6–8 °С, они были связаны с частым влиянием западных и южных циклонов, которые распространяли атлантическую воздушную массу до западных районов Якутии. Азиатский антициклон не был сильно развит и чаще представлял собой частные барические образования над южными районами Сибири, востоком Якутии. Во многих пунктах были установлены

новые рекорды суточного максимума температуры воздуха. На ряде станций суточные максимумы превысили +2 ºС. Так, аномалия среднемесячной температуры в Томске зафиксирована на уровне 8,8 °С, вероятность повторения которой составляет раз в 134 года. Перемещение волновых циклонов вдоль южной фронтальной системы на территории Сибири сопровождалось в отдельные дни декабря интенсивными осадками в виде снега с перекрытием абсолютных суточных значений (до 13 мм) [1].

В конце первой декады, на фоне температурных аномалий, при прохождении фронта окклюзии по югу Западной Сибири развитие конвекции позволило сформироваться очагам гроз.

В целом, фронт окклюзии отличается большим разнообразием масштабов и не является простым соединением облачных систем холодного и теплого фронтов. По [6] окклюдирование сопровождается резким увеличением вертикальной мощности облачной системы, что связано с конвергенцией в приземном слое. При слиянии холодного фронта второго рода с теплым, развитие внутри слоистой облачности *Cu cong* и *Cb* вполне типично. Не редко наблюдаются мезомасштабные неоднородности в виде полос, в длину превышающие 300 км, ориентированные под некоторым углом к направлению приземной линии фронта.

Кроме того, крупномасштабный поток является фактором, упорядочивающим мезоструктуру полей облаков и осадков. В нижней части циклона располагается несущая полоса, благодаря которой осуществляется вертикальный и горизонтальный перенос теплого влажного воздуха. Над несущей полосой располагается поток ненасыщенного воздуха, возникает дифференциальная адвекция: теплый влажный воздух поступает снизу, а холодный сухой воздух – сверху, стратификация становится неустойчивой, следовательно, развивается конвективная облачность в поле слоистой, в частности – затопленная. В неустойчивом слое формируются ячейки генерации (засевающий слой), в нем возникают ледяные частицы, которые при выпадении вниз, "засеивают" нижний облачный слой, где кристаллы постепенно вырастают в частицы осадков.

Вполне возможно, что в рассматриваемом случае имело место быть именно такое развитие процессов.

Для анализа облачности в день с зимней грозой были использованы материалы сайта EOSDIS Worldview [9]. В облачности рассмотренного фронта окклюзии преобладают слоистообразные облака, в которых просматриваются облака вертикального развития *Cu, Cb, Ci*.

Рассматриваемое образование отчетливо выражено на монтаже двух последовательных гранул облачного продукта MODIS ATML2 [10], где была воспроизведена высота верхней границы облачности (рисунок 1). При построении 3D-карт высоты ВГО темным цветом выделены очаги формирования, кучево-дождевой облачности, значительной по высоте.

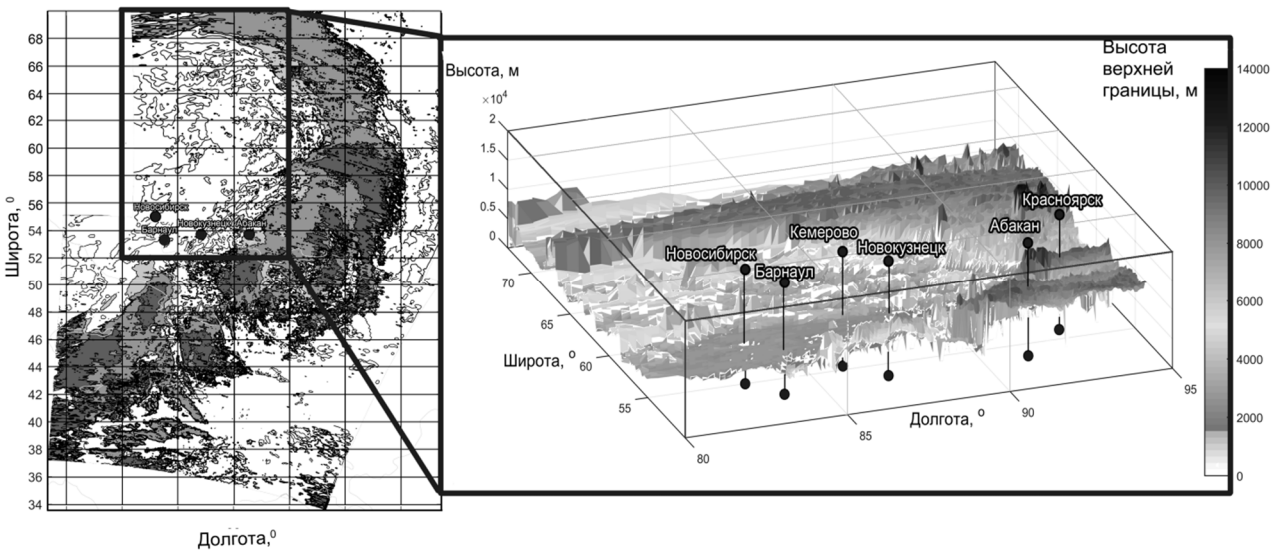


Рис.1. Монтаж облачного продукта ATML2 – высота верхней границы облачности за 05:00 и 05:05 UTC в 2D- и 3D- проекциях

Для оценки вероятности формирования грозовых ячеек в этот день 9 декабря 2015 года было проведено также и 2D-картирование индекса неустойчивости атмосферы KI (рисунок 2). Как можно заметить, над рассматриваемой территорией значения KI варьируются от 18 до 22 °C, что соответствует примерно 30-50% вероятности формирования гроз по шкале [5].

По данным радиометра ATOVS горизонтальный градиент температуры воздуха по территории Западной Сибири составил около 10 °C на 1000 км, этого более чем достаточно для формирования циклонических возмущений [4]. Значения поля удельной влажности у поверхности Земли составили 5-6 г/кг.

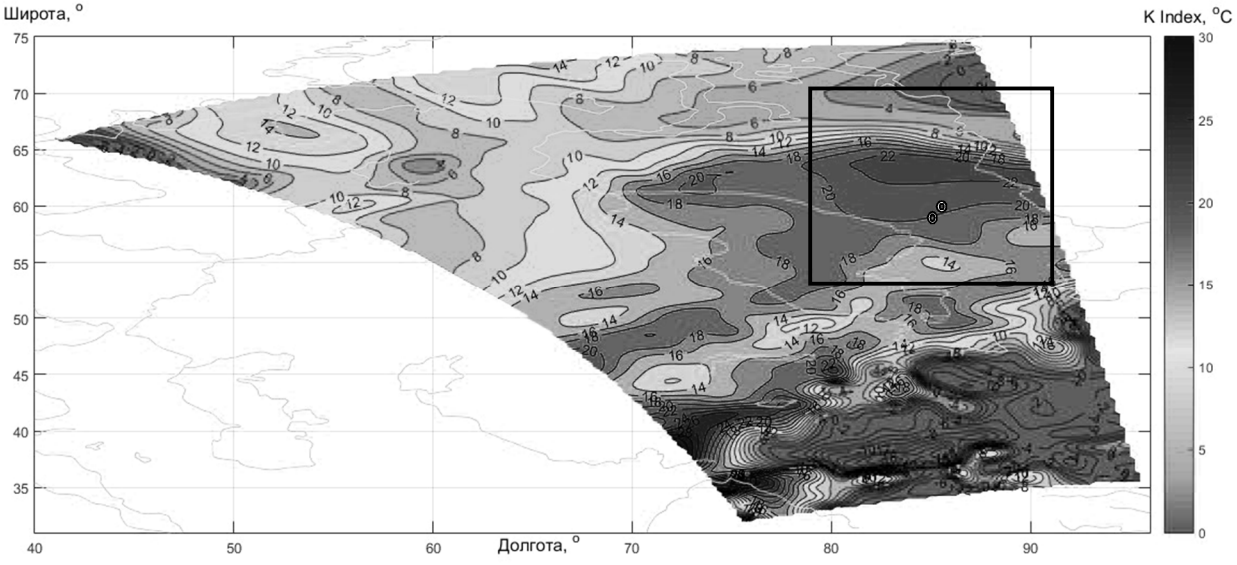


Рис 2. Контурная карта значений индекса неустойчивости атмосферы – KI на изобарической высоте 1000 гПа, построенная по данным ATOVS за 08:14 UTC 09.12.15 г

Стоит отметить, что восстановленные данные температурно-влажностного спутникового зондирования имеют погрешности [8], не влияющие на понимание формирования процессов.

На данный момент все атмосферные процессы, связанные с фронтами окклюзии, довольно легко прогнозируются. Описание изменчивости же процессов на коротких интервалах времени обусловливает необходимость перехода к технологии детального анализа текущей погоды и её экстраполяция на 2 часа вперед – наукастинга, требующего непрерывных измерений с большой плотностью. Информация о таком комплексе характеристик облачности и атмосферных явлений востребована в рамках метеорологического обслуживания авиации.

Представленные в работе материалы иллюстрируют метеорологическую обстановку за 5-8 часов до начала явления, что как раз соответствует заблаговременности, позволяющей составить краткосрочный прогноз.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные спутникового зондирования позволяют увидеть распределение приземной температуры и влагосодержания воздуха с определенной точностью, а также рассчитать индекс неустойчивости атмосферы. Облачный продукт ATML2 позволяет оперативно оценить высоту верхней границы облачности.

Зафиксированные значения KI от 18 до 22 °C при положительных температурах подстилающей поверхности способствовали развитию грозы на фронте окклюзии.

Таким образом, уже на этапе формирования процесса, при совместном анализе индекса неустойчивости KI, удельной влажности, температуры, высоты верхней границы облачности можно получить оценку вероятности грозы, что в свою очередь может улучшить качество прогнозов подобных явлений.

Список используемых источников

1. *Бережная Т.В., Голубев А.Д., Паршина Л.Н*. Аномальные гидрометеорологические явления на территории Российской Федерации в декабре 2015 г. / Метеорология и гидрология. – М.: Изд. ФГБУ “НИЦ "Планета”, 2016. – №3. – С.115-120.
2. *Вельтищев Н.Ф.* Мезометеорология и краткосрочное прогнозирование. Сборник лекций. Пособие для самостоятельной работы студентов. – Л.: Гидрометеоиздат, 1988. – 136 с.
3. Гроза зимой в Новосибирске [Электронный ресурс]. URL: http://earth-chronicles.ru/news/2015-12-10-86955 (дата обращения: 20.02.2018)
4. *Зверев А.С*. Синоптическая метеорология: учебное пособие для вузов. – Л.: Гидрометеоиздат , 1957. – 558 с.
5. Индекс неустойчивости [Электронный ресурс]. URL: http://weather.uwyo.edu (дата обращения: 05.12.2017).
6. *Мазин И.П., Шметер С.М.* Облака, строение и физика образования. Л.: Гидрометиздат, 1983.-279 с.
7. НИЦ Планета [Электронный ресурс]. URL: http://www.rcpod.ru (дата обращения: 27.02.2018).
8. *Щукин Г.Г.,Чичкова Е.Ф., Караваев Д.М.,* Микроволновый радиометр для валидации спутниковых данных температурно-влажностного зондирования атмосферы. / Радиотехнические и телекоммуникационные системы, 2013. – №1. – С.28-31.
9. EOSDIS Worldview [Электронный ресурс]. URL: https://worldview.earthdata.nasa.gov (дата обращения: 20.02.2018).
10. MODIS [Электронный ресурс]. URL: https://modis-atmos.gsfc.nasa.gov (дата обращения: 28.02.2018).
11. NOAA National oceanic and atmospheric administration [Электронный ресурс]. URL: http://www.noaa.gov/about-noaa.html. (дата обращения: 20.01.2018).

Т.Б. Журавлева,
доктор физико-математических наук;
И.М. Насртдинов,
кандидат физико-математических наук;
А.В. Артюшина
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

ИМИТАЦИОННОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ ПОЛЕЙ ЯРКОСТИ НЕОДНОРОДНОЙ ОБЛАЧНОСТИ В СОЛНЕЧНОМ И ИК ДИАПАЗОНАХ СПЕКТРА ДЛЯ РАЗЛИЧНЫХ СХЕМ ПАССИВНОГО СПУТНИКОВОГО ЗОНДИРОВАНИЯ: АЛГОРИТМЫ И НЕКОТОРЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ

В работе представлены оригинальные статистические алгоритмы, развитые в рамках пакета MATHART для моделирования процесса переноса солнечного и теплового излучения в различных атмосферных условиях, в том числе – неоднородной детерминированной и стохастической облачности. Приведены примеры их использования для решения некоторых задач атмосферной оптики.

ВВЕДЕНИЕ

Для более корректного решения ряда задач дистанционного зондирования атмосферы (восстановление характеристик аэрозоля и облаков, улучшение интерпретации данных наземных и спутниковых наблюдений, «скрининг» облаков при решении обратных задач и др.) требуется вычисление пространственных, спектральных и угловых характеристик полей яркости облачной атмосферы с учетом ее пространственной неоднородности. В зависимости от конкретной проблемы существует потребность в расчетах радиационных характеристик, которые являются результатом моделирования (i) в отдельных реализациях облачных полей, генерируемых с использованием различных моделей облаков или (ii) осреднения по ансамблю облачных реализаций, что позволяет учесть стохастическую природу оптических и геометрических характеристик реальной облачности.

В ИОА СО РАН развивается программно-алгоритмический комплекс MATHART (**M**onte C**A**rlo Codes for **TH**ree-Dimension**A**l **R**adiative **T**ransfer), предназначенный для моделирования потоков и полей яркости солнечного и теплового излучения в различных атмосферных условиях. Основу комплекса MATHART составляет комплекс алгоритмов и программ, созданный в 70-80-ых годах XX века в группе под руководством Г.А. Титова [1]. В данной работе представлен краткий обзор новых оригинальных статистических алгоритмов, развиваемых в рамках пакета MATHART, а также приведены некоторые примеры их использования для решения прикладных задач.

ПРОГРАММНО-АЛГОРИТМИЧЕСКИЙ КОМПЛЕКС MATHART

Входящие в состав комплекса MATHART алгоритмы метода Монте-Карло обеспечивают вычисление радиационных характеристик (потоки и спектрально-угловые характеристики полей солнечного и теплового излучения) как в горизонтально однородной, так и горизонтально и вертикально неоднородной атмосфере Земли. Моделирование выполняется с учетом многократного рассеяния и поглощения облачными и аэрозольными частицами, молекулярного рассеяния и поглощения, а также отражения от подстилающей поверхности (ПП) в плоско параллельной и сферической моделях атмосферы. Учет молекулярного поглощения реализован с использованием (1) метода k-распределений – в солнечном диапазоне спектра и (2) метода рандомизации по частоте – в тепловом диапазоне. Выбор спектрального разрешения определяется особенностями конкретной задачи; подготовка

необходимой спектроскопической информации предваряет радиационные расчеты и выполняется вне рамок данного пакета с использованием различных версий современных баз данных (преимущественно HITRAN).

При переходе от горизонтально однородной атмосферы к атмосфере, содержащей горизонтально- и вертикально неоднородную облачность, становится актуальным вопрос о методах конструирования облачных реализаций. Реализованные в MATHART алгоритмы позволяют решать эту задачу на базе современных подходов, основанных на использовании двух основных классов облачных моделей.

Одной из наиболее распространенной форм задания двух(2*D*)- и трех(3*D)* мерных облачных полей является их представление в виде совокупности прямоугольных параллелепипедов («кубиков») с пространственным разрешением от нескольких десятков до нескольких сотен метров, получаемых в рамках LES (Large Eddy Simulation) моделей. Надежным способом выявления ошибок и улучшения конкретных радиационных кодов, предназначенных для решения уравнения переноса излучения (УПИ) в таких сложных средах, является сопоставление результатов расчетов, полученных с использованием различных методов решения УПИ или модификаций в рамках одного и того же метода - как это было сделано, например, при выполнении международного проекта «Intercomparison of 3*D*-Radiation Codes» (I3RC, [2]).

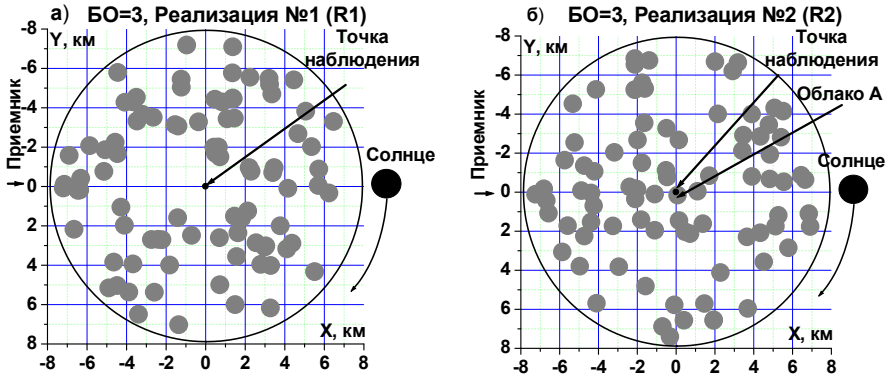
Другим источником для построения облачных реализаций являются стохастические конструктивные модели облаков: гауссовская, каскадная, пуассоновская и др. [1]. На сегодняшний день входящие в состав комплекса MATHART алгоритмы реализованы в рамках модели на основе пуассоновских потоков точек в пространстве. В этой модели облачные элементы аппроксимируются опрокинутыми усеченными параболоидами, «погруженными» в молекулярно-аэрозольную атмосферу. Особенностью новых алгоритмов, расширяющих круг решаемых задач, является их реализация с учетом эффектов сферичности земной атмосферы – в отличие от развитых ранее алгоритмов в рамках плоско-параллельного приближения [1].

Учитывая сложную структуру облачного поля и обусловленную этим необходимость тщательного тестирования алгоритмов, для моделирования рассеянной солнечной радиации в 3*D* облачном поле было разработано несколько модификаций алгоритмов. В основе всех модификаций лежит метод сопряженных блужданий; различия состоят в способах моделирования длины свободного пробега (аналоговое моделирование, метод максимального сечения) и учета молекулярного поглощения. Вычисление интенсивности, усредненной по ансамблю облачных реализаций, выполняется на основе численного усреднения УПИ. Уменьшение трудоемкости алгоритма базируется на приеме теории методов Монте-Карло - введении дополнительной случайности («рандомизации») [1]. Развитые алгоритмы являются удобным инструментом исследования влияния 3*D* эффектов облаков на яркостные характеристики атмосферы в солнечной и тепловой областях спектра как в отдельных реализациях, так усредненных по ансамблю облачных полей [3].

ПРИМЕРЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ АЛГОРИТМОВ КОМПЛЕКСА MATHART

Проиллюстрируем возможности разработанных алгоритмов на примере расчетов спектрально-угловых характеристик полей отраженной солнечной и уходящей с верхней границы атмосферы тепловой радиации в присутствии разорванной облачности (B_{cld}). В качестве примера рассмотрим две реализации облачных полей R1 и R2 (балл облачности БО=3) и сопоставим результаты моделирования $B_{cld}(\mathrm{R1})$ и $B_{cld}(\mathrm{R2})$ со средней интенсивностью $\langle B \rangle$ и яркостью безоблачного неба B_{clr} при зондировании в надир. Отличие выбранных реализаций состоит в том, что точка наблюдения (ТН) на поверхности Земли в одном случае открыта для наблюдений из космоса (R1, рис.1а), а в другом непосредственно над ТН находится облако А (R2, рис. 1б).

Облачные поля площадью 200 км^2 располагались в интервале высот 1-2 км над поверхностью Земли, диаметр основания облака равнялся D=1 км. Оптические характеристики аэрозоля и облаков задавались на основе модели OPAC (при λ=0,55 мкм коэффициент ослабления облаков и аэрозольная оптическая толщина равнялись соответственно $\sigma_{cld} = 10\,\text{км}^{-1}$, $\tau_a = 0{,}15$),



а свойства ПП соответствовали типу поверхности – «смешанный лес».

Рисунок 1 - Проекции облачных реализаций на плоскость XOY (БО=3)

Ранее нами было показано [3], что формирование яркости неба происходит под влиянием 3D эффектов изолированного облака (присутствием/отсутствием облака на линии визирования (ЛВ), затененностью ЛВ облаками/открытостью направления «на Солнце», подсветкой ЛВ отраженной от облака радиацией), а также радиационного взаимодействия – взаимного затенения и эффектов многократного рассеяния между облаками. Поскольку перечисленные факторы способствуют как уменьшению, так и увеличению яркости B_{cld} относительно B_{clr}, их проявление определяется конфигурацией облаков в конкретном поле.

Солнечный диапазон. В случае, когда линия визирования свободна от облаков (реализация №1, рис. 1а), увеличение яркости B_{cld} относительно B_{clr} может быть обусловлено дополнительным освещением ЛВ переотраженным между облаками излучением– в данной конфигурации этот эффект проявляется крайне слабо (рис. 2а). В то же время наличие облаков в направлении «на Солнце» является причиной затенении ЛВ и ТН и, следовательно, уменьшения яркости в определенных диапазонах азимутальных углов Солнца SAA: $B_{cld} \le B_{clr}$. Например, при SZA=30º эффект затенения наблюдается при $25^\circ \le SAA \le 65^\circ$ и $120^\circ \le SAA \le 140^\circ$, а при SZA=75º - $25^\circ \le SAA \le 85^\circ$ и $110^\circ \le SAA \le 140^\circ$. Очевидно, что с увеличением SZA влияние облаков, расположенные достаточно далеко от ТН, может усилиться (рис. 1а, 2а).

Если линия визирования пересекает облако (облако А, реализация №2, рис. 1б), последнее играет роль сильного отражателя и яркость неба существенно возрастает относительно безоблачных условий (рис. 2а). Влияние затенения облаками ЛВ и ТН проявляется в виде особенностей угловой зависимости B_{cld} от азимута Солнца, но менее значимо по сравнению с эффектом отражения от облака. Отметим, что наличие окружающих облако А элементов изменяет условия его освещенности, перекрывая доступ прямого солнечного излучения. Если при небольших зенитных углах Солнца это воздействие определяется близлежащими облаками, то при увеличении SZA возрастает роль удаленных облаков.

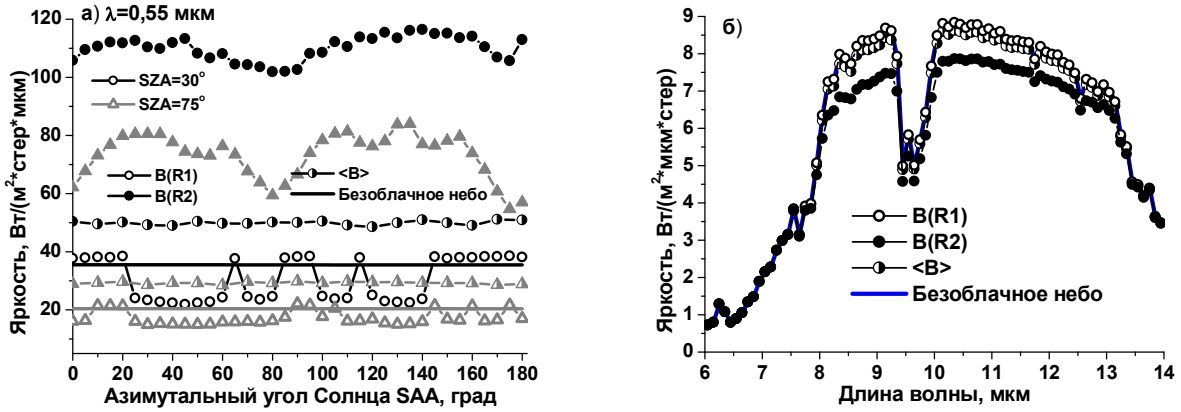


Рисунок 2 – Яркость безоблачного неба и разорванной облачности (реализации R1 и R2, усреднение по реализациям) в спектральном интервале λ=0,55 мкм (а) и диапазоне 6-14 мкм (б). Визирование - в надир, балл облачности – 3.

Тепловой диапазон. В окне прозрачности 8-13 мкм яркости в безоблачном небе и реализации №1 практически совпадают (рис. 2б), т.к. линия визирования не пересекает облако. Спад яркости B_{cld} относительно B_{clr} наблюдается в реализации №2. Причинами этого является увеличение доли рассеянной радиации, и, следовательно, уменьшение уходящего теплового излучения (по аналогии со сплошным облачным слоем), а также экранирование облаком ТН на поверхности Земли. В полосе сильного поглощения атмосферными газами 6-8 мкм (H_2O, CH_4, O_2, N_2O) яркости разорванной облачности и безоблачного неба практически неразличимы.

В заключение отметим, что представленные на рис. 2 значения средней интенсивности занимают промежуточное значение между яркостями в реализациях №1 и №2, а в солнечном диапазоне наблюдается слабая зависимость от азимута угла Солнца – в отличие от отдельных облачных полей.

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 16-01-00617а).

Список используемых источников

1. Зуев В.Е. Оптика атмосферы и климат [Текст] / Зуев В.Е., Титов Г.А. // Томск.: Изд-во Спектр ИОА СО РАН. 1996. - 271 с.

2. Cahalan R. The International Intercomparison of 3D Radiation Codes (I3RC): Bringing together the most advanced radiative transfer tools for cloudy atmospheres [Текст] // Bull. of Amer. Meteor. Soc. 2005. - V. 86. N 9. - P. 1275-1293.

3. Журавлева Т.В. Влияние 3D эффектов облаков на пространственно-угловые характеристики поля отраженной солнечной радиации [Текст] / Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Русскова Т.В. // Оптика атмосферы и океана. 2016. - Т. 29. № 09. - С. 758-766.

А.В. Карелин,
доктор физико-математических наук, доцент;
Е.М. Твердохлебова,
кандидат технических наук;
В.А. Шувалов,
кандидат технических наук;
А.А. Яковлев,
кандидат технических наук
ФГУП ЦНИИмаш, г. Королев, Московская область

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ КОСМИЧЕСКОЙ СИСТЕМЫ МОНИТОРИНГА ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОЙ И ГЕОФИЗИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ

Представлена структура явлений, параметров околоземной среды (включая атмосферу, океан, поверхность Земли) и состав задач решаемых перспективной космической системой (КС) мониторинга геофизической и гидрометеорологической обстановки (ГФМО). Определены принципы построения концепции космических средств, характеристики гидрогеофизических процессов, которые могут быть исходными данными для построения целевой аппаратуры. Концепция включает следующие группировки: радиозатменную, гидрометеорологическую, ионосферную, магнитосферную, геостационарную и внемагнитосферную. Даная концепция может служить основой для построения Программы создания космических средств системы мониторинга ГФМО.

ВВЕДЕНИЕ

Энергетика и масштабы природных процессов, их взаимодействие и взаимовлияние определяют известные сложности в решении задач наблюдения и разработки моделей для построения прогнозных оценок изменчивости природной среды. Геофизические и гидрометеорологические процессы выделяются на этом фоне динамичностью, большей активностью, подвижностью и чувствительностью к внешним воздействиям. Геофизические среды являются транзитерами солнечно-земных взаимодействий, оказывающих прямое воздействие на энергетический баланс планеты.

Для решения задач прогнозирования изменения состояния геофизических сред необходимо располагать измерительными инструментами для определения количественных данных о параметрах геофизических явлений и процессов, которые могут быть получены путём регулярных наблюдений с привлечением космических средств.

Поскольку степень достоверности прогнозных оценок изменчивости природной среды будет зависеть от количества измеряемых параметров и времени наблюдения определяющих процессов возникает необходимость в создании системы мониторинга ГФМО.

Таким образом, работа направлена на обоснование принципов построения и количественных характеристик структуры космических средств системы мониторинга ГФМО.

СТРУКТУРА ПАРАМЕТРОВ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ

Основы концепции КС мониторинга (как и любой КС) разрабатываются исходя из её назначения – регулярного определения данных ГФМО, представленных на рис. 1.

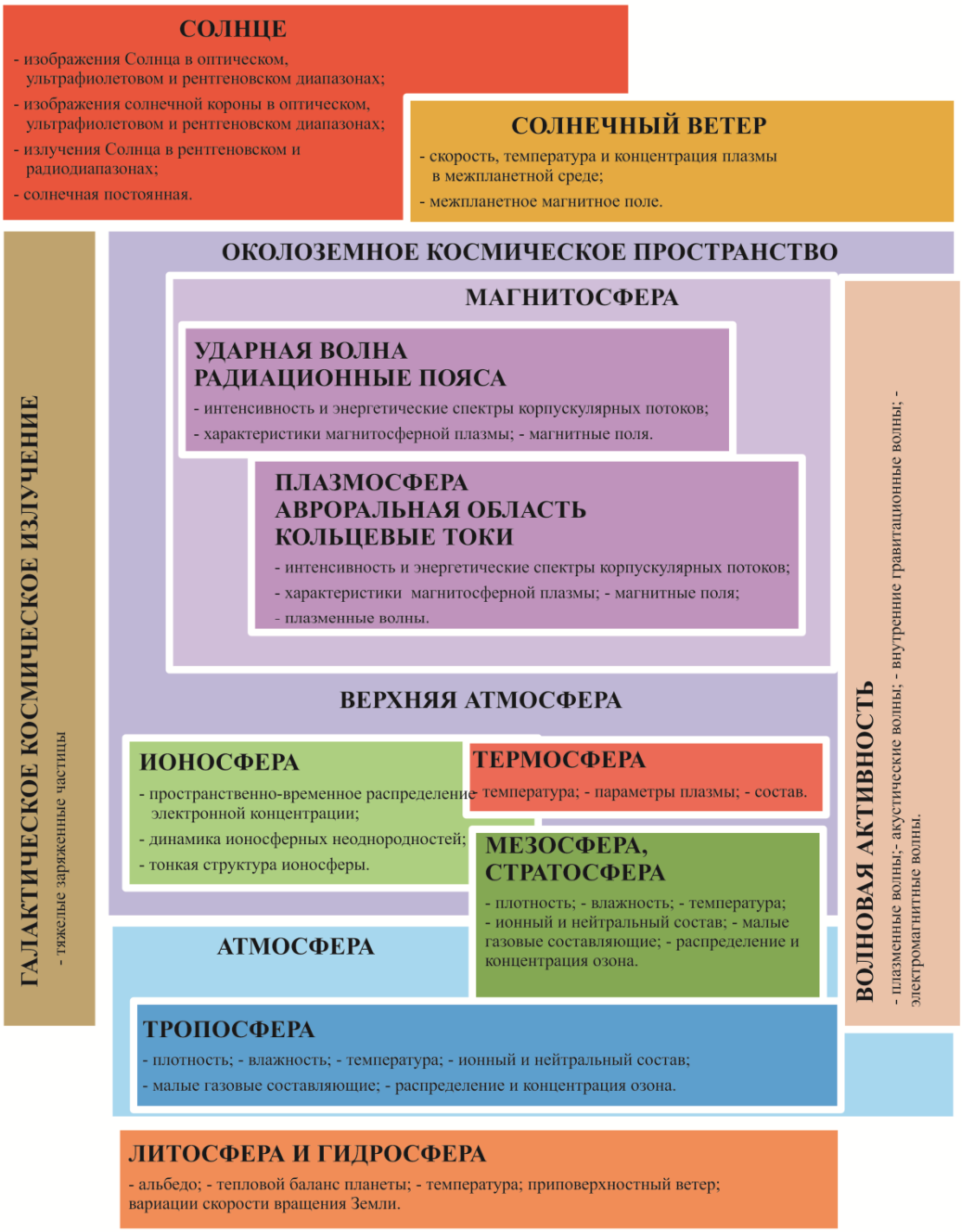


Рис. 1 Структура геофизических сред и параметров ГМФО

Исследования показали [1], что изображённая на рис. 1 структура параметров необходимых для формирования достоверной информации о глобальной ГФМО является достаточно полной. Количественные характеристики параметров ГФМО дают исчерпывающую информацию о состоянии геофизических сред в конкретный момент, позволяют разработать прогнозные оценки развития событий и определить тренды изменчивости.

СТРУТУРА ПОСТРОЕНИЯ КОНЦЕПЦИИ

Концепция КС мониторинга ГФМО определяет:

— цели, задачи и функционально-организационную структуру КС, отвечающей требованиям развития отечественной ракетно-космической техники;

— состав наблюдаемых геофизических сред, явлений, процессов;

— структуру измеряемых параметров, количественную характеристику диапазонов измерений;

— состав целевой аппаратуры КА, требования к размещению приборов;
— состав и структуру баллистического построения КС;
— систему связи и передачи информации;
— структуру радиолинии непосредственной передачи информации;
— структуру наземного комплекса приема и обработки информации;
— требования к наземному комплексу управления;
— порядок получения и распространения информации;
— основные направления работ и перечень основных технологий для создания информационной КС мониторинга;
— основные программные мероприятия;
— технико-экономические оценки реализации.

Предпосылки для разработки концепции КС ГМФО изложены [2].

ХАРАКТЕРИСТИКА КОСМИЧЕСКИХ ГРУППИРОВОК

Показанные на рис. 1 гидрометеорологические и геофизические объекты, явления, процессы, а также задачи мониторинга и баллистическое построение КА с требуемой целевой аппаратурой представленное на рис. 2 позволили сформировать структуру единой КС мониторинга ГФМО, которая будут выполнять роль распределенного измерительного инструмента в системе ДЗЗ. КС включает шесть группировок КА:

– внемагнитосферная (2 КА в окрестностях точек либрации L1 и L5 системы «Солнце–Земля); КА в точке L1 оснащен аппаратурой для контроля Солнца и солнечной активности и комплексом климатологических приборов для мониторинга альбедо Бонда и теплового баланса Земли; КА в точке L5 оснащен аппаратурой для прогноза геоэффективных процессов на невидимой с Земли части Солнца и солнечной активности;

– геостационарная (3 КА на геостационарной орбите); КА предназначены для получения снимков низкого разрешения облачности, снежного покрова суши, ледового покрова поверхности морей и океанов, изучения глобальных изменений климата, контроля солнечной активности и потоков заряженных и нейтральных частиц;

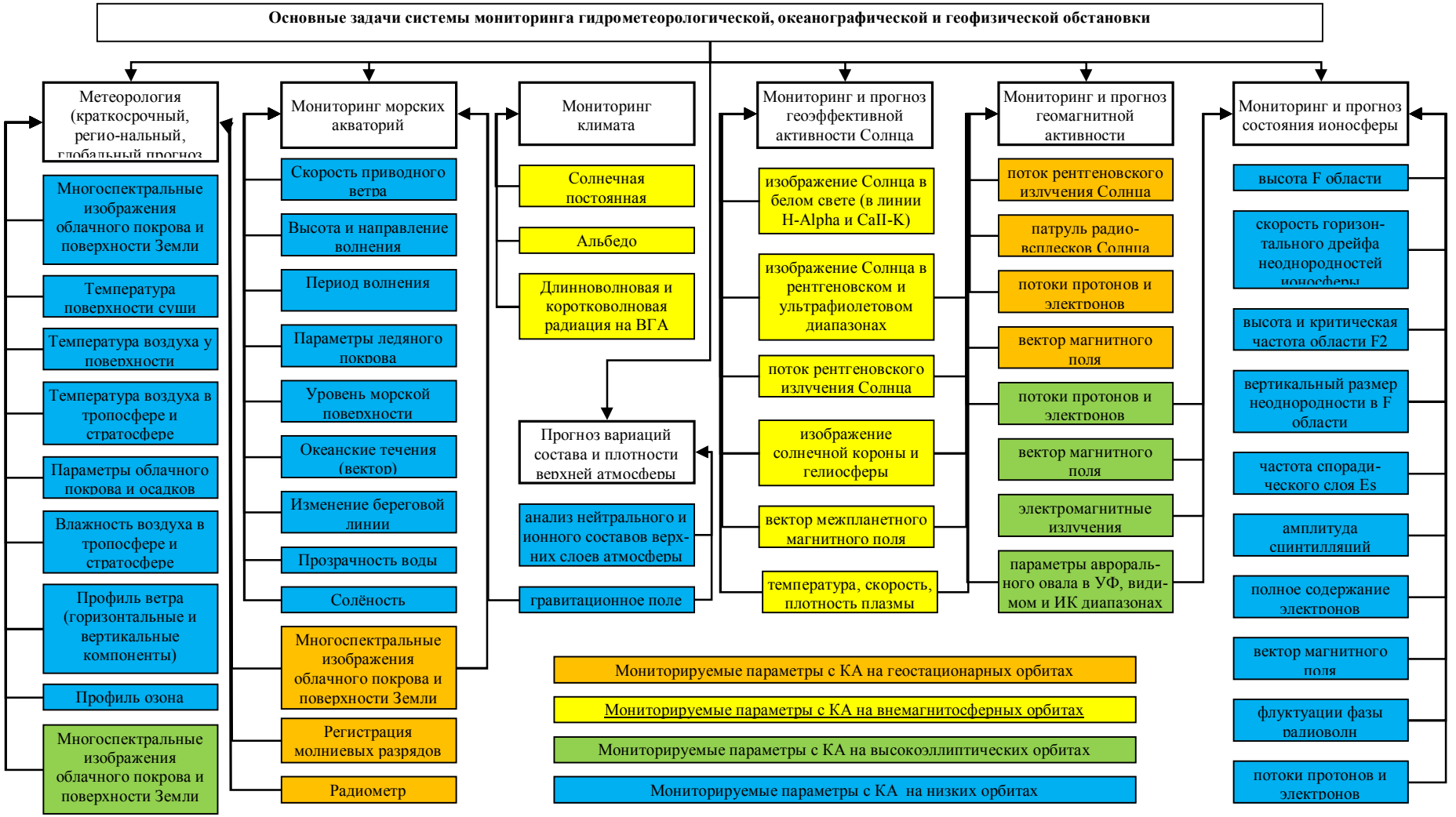


Рис. 2. Измеряемые параметры и баллистическое построение КА.

– магнитосферная (3 КА на ВЭО: 2 КА – на орбите типа «Молния» и 1 КА – на орбите типа «Тундра»); 2 КА предназначены для картографических изображений облачности и подстилающей поверхности в различных диапазонах спектра Арктики и контроля основных параметров полярной ионосферы, верхней атмосферы, магнитосферы, электромагнитных излучений природного и антропогенного характера, а также обзора авроральной области в УФ, видимом и ИК диапазонах; 1 КА предназначен для контроля основных параметров магнитосферы, включая магнитопаузу, полярной ионосферы, электромагнитных излучений природного и антропогенного характера;

– ионосферная (8 КА высотой 600-800 км в восьми околополярных орбитальных плоскостях, равномерно разнесенных относительно направления на Солнце); КА предназначены для контроля параметров ионосферы с помощью радиолокатора;

– гидрометеорологическая (8 КА на ССО высотой 650-900 км); 4 КА предназначены для получения многозональных изображений, включая радиолокационные, в целях мониторинга и прогноза гидрометеорологической обстановки; 4 КА предназначены для анализа и прогноза состояния акватории морей и океанов; все 8 КА оснащаются аппаратурой контроля параметров верхней и средней атмосферы, волновой активности, электромагнитных полей, потоков ионизирующей радиации, потоков заряженных и нейтральных частиц;

– радиозатменная (16 КА на околополярных орбитах высотой 600-800 км); КА предназначены мониторинга ионосферы и атмосферы методом радиозатменного зондирования.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработана структура геофизических сред и параметров ГФМО, которая служит основой для построения концепции системы мониторинга геофизической и гидрометеорологической обстановки. Представлен состав задач, решаемых КС мониторинга ГФМО, включающей шесть группировок КА, а также баллистическое построение космических средств.

Список используемых источников

1. *Асташкин А.А., Буров В.А., Журавлев С.В., Карелин А.В., Лапшин В.Б., Твердохлебова Е.М., Шувалов В.А., Яковлев А.А.* Структура параметров геофизических процессов в околоземной среде. Основные принципы концепции перспективной космической системы мониторинга геофизической обстановки // Гелиогеофизические исследования, 2015, вып. 13, с. 10-28.

2. *Карелин А.В., Твердохлебова Е.М., Шувалов В.А., Яковлев А.А.* Концепция построения космической системы мониторинга геофизической обстановки // Космонавтика и ракетостроение, 2018, вып. 1 (100), с. 19-32.

И.А. Козинов,
доктор технических наук, доцент;
А.А. Левошко;
ВКА имени А.Ф.Можайского, г. Санкт-Петербург

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ МОДЕЛЬ ПЕРЕДАЧИ ДАННЫХ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ НА НАЗЕМНЫЕ ПУНКТЫ ПРИЕМА ИНФОРМАЦИИ

Сформулирована многокритериальная задача повышения скорости передачи радиоканалах передачи данных дистанционного зондирования Земли. Предложены способы повышения эффективности функционирования радиолинии передачи данных дистанционного зондирования Земли на наземные пункты приема информации.

Ключевые слова: пропускная способность, сжатие данных, дистанционное зондирование Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Сдерживающим фактором для новых гиперспектральных систем (ГС) дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) с высоким пространственным разрешением и большими полосами захвата, размещенных на борту КА, является возрастание информационных потоков. Возрастающие объемы видеоданных регистрируемых ГС требуют существенного увеличения пропускной способности радиоканалов передачи на наземные пункты приема информации (НППИ). Поэтому, для эффективного использования ГС ДЗЗ необходима разработка новых методов, технологий, программных и высокопроизводительных технических средств обработки и передачи данных.

МАТЕМАТИЧЕСКАЯ ПОСТАНОВКА ЗАДАЧИ ПОВЫШЕНИЯ СКОРОСТИ ПЕРЕДАЧИ ДАННЫХ ДЗЗ

Для согласования информационной производительности современных и перспективных КА ДЗЗ необходимо решение задачи повышения скорости передачи данных на НППИ. На современном этапе эта задача может быть решена за счет следующих методов: развитие высокоскоростных широкополосных радиоканалов, обладающих повышенной помехоустойчивостью; синтез и исследование шумоподобных псевдослучайных последовательностей; совершенствование видов модуляции, способных передавать несколько информационных бит в символе с учётом минимального расхода полосы частот и мощности передающего устройства.

Задача повышения скорости передачи информации в радиоканале может быть сформулирована следующим образом.

Дано: перспективная радиолиния использующая метод M-арной модуляции из заданного множества возможных методов $\{M\}$ – исходная вероятность ошибки на бит составляет $P_b=10^{-3}$.

Ограничения: зафиксировано значение выделенной полосы частот радиоканала $2\Delta f$, Гц и отношение сигнал/шум q, Pс/Pш.

Найти: структуру сигнально-кодовой конструкции (СКК), обеспечивающую требуемое значение скорости передачи информации бит/с при указанных ограничениях.

В современных спутниковых радиолиниях при повышении пропускной необходимо учитывать, что увеличение скорости передачи информации требует дополнительных энергетических затрат и использования алгоритмов помехоустойчивого кодирования, а так же наличие ограничения частотного ресурса, выделенного для передачи данных ДЗЗ. Предельное значение пропускной способности в ограниченной полосе частот определено теоремой Шеннона и зависти от выделенной полосы частот W, отношения мощности сигнала к мощности шума Pс/Pш и скорости передачи данных C. Теорема Шеннона при

этом не дает ответа на вопрос как необходимо кодировать данные, чтобы достичь максимального значения пропускной способности. С ростом длины кода, скорость в каждом канале передачи данных будет неограниченно уменьшаться, а число каналов передачи в условиях фиксированной полосы выделенных частот будет пропорционально увеличиваться. В этом случае общая скорость передачи данных не изменяется, а помехоустойчивость увеличивается пропорционально длине кодовой последовательности.

Показатель скорости передачи данных в радиоканале имеет вид [1]:

$$R = F(2\Delta f(\lambda_1), M, q(\lambda_2)) \rightarrow \max, \quad (1)$$

где $\lambda_1 \leq 1$ – коэффициент эффективности использования выделенной полосы частот, при этом $\lambda_1=1$ при условии использования ортогональных псевдослучайных последовательностей; λ_2 – коэффициент эффективности мощности передатчика $P_{прд}$, характеризующий эффективность вида модуляции; $2\Delta f(\lambda_1) \leq F_{ДОП}(\lambda_1)$ – полоса частот; $M \in (PSK, FSK, QAM$, КАИМ) – множество типов модуляций сигнала; $q(\lambda_2) \leq q_{max}(\lambda_2)$ – отношение сигнал/шум на входе приёмника.

При этом необходимо учитывать возможность появления сбоев в цифровом канале передачи данных и соответственно необходимость обеспечения высокой помехозащищенности выходных данных. К помехозащищённости и скрытности предъявляются следующие требования: $П \geq П_{зад}$ – показатель помехозащищённости, $СК \geq СК_{зад}$ – показатель скрытности, где $П_{зад}$ и $СК_{зад}$ – нижние границы этих показателей.

Решая многокритериальную задачу (1) методом декомпозиции относительно скорости передачи информации R, скрытности СК и помехозащищенности П, а также минимизации энергетических затрат $P_{прд}$ при заданных ограничениях, необходимо обосновать численные значения длительности кодовых последовательностей определяющих помехозащищенность радиоканала. Кодовые последовательности оказывают влияние на оценку скрытности структуры используемых сигналов и вида их модуляции. Поскольку ресурсными параметрами, определяющими ограничения, в данном функционале являются $2\Delta f$ и $P_{прд}$, то показатель скорости R можно представить в следующем виде:

$$\begin{cases} R(\lambda_1, \lambda_2) = \lambda_1 2\Delta f + \lambda_2 q \\ 2\Delta f(\lambda_1) \leq F_{доп}(\lambda_1) \\ q(\lambda_2) \leq q_{\max}(\lambda_2) \end{cases} . \quad (2)$$

Поскольку на практике $\lambda_1 \rightarrow 1$, то решение задачи по разработке способа построения СКК определяется условием: $\sum (П_1 \oplus П_2) = 0$, где $П_1$ и $П_2$ – модулирующие последовательности. Коэффициент λ_1 характеризует затрачиваемую энергию передатчика на информационную составляющую в заданной полосе частот и эффективность применяемого вида модуляции. Он функционально связывает отношение сигнал-шум с количеством передаваемых бит в символе и может быть определен с помощью численного моделирования.

МОДЕЛЬ ОБРАБОТКИ ДАННЫХ ДЗЗ ДЛЯ ПЕРЕДАЧИ НА НППИ

Особенностью процесса передачи данных ДЗЗ является применение алгоритмов с высокой степенью сжатия и помехоустойчивого кодирования. Поскольку данные алгоритмы реализуются в различных подсистемах бортовой аппаратуры радиолинии КА ДЗЗ, то разработка алгоритмов осуществляется независимо друг от друга, без учета взаимной специфики [2]. С одной стороны, при выборе алгоритма сжатия не учитывается устойчивость сжатых данных к сбоям. С другой стороны, все известные алгоритмы помехоустойчивого кодирования являются универсальными по отношению к исходным данным и не используют ограниченность набора возможных комбинаций массива сжатых данных известной длины. Необходимо учитывать вероятностный характер последствий неисправленных сбоев, которые могут привести как к искажениям декомпрессированных данных так и полной потерей изображения.

Рассмотрим обобщенную модель формирования и преобразования передаваемых по радиоканалу данных ДЗЗ. Пусть изображение формируется путем построчного сканирования. Строки изображения объединяются в кадры *N*x*M* пикселей и подвергаются сжатию с заданной степенью сжатия B_c независимо друг от друга. Далее сжатые данные делятся на блоки длиной *k* бит, каждый из которых преобразуется алгоритмом помехоустойчивого кодирования (размер блока увеличивается до *n*>*k*) и передается в радиоканал. Полагаем, что сбои при передаче данных происходят независимо друг от друга и известна вероятность p_0 сбоя одного бита.

Пусть S_i – событие, заключающееся в появлении *i* сбоев в массиве сжатых данных, $P(S_i) = C_n^i p_0^i (1-p_0)^{n-i}$ – вероятность данного события. Вероятность наличия сбоев $P(S_i) = 1 - P(S_0) = 1 - (1-p_0)^n$ в передаваемом блоке при значениях $p_0 > 10^{-7}$, что может привести к непредсказуемым последствиям, если сбои останутся неисправленными.

Пусть A_c, A_{ecc} – соответственно алгоритмы сжатия и помехоустойчивого кодирования. Выбор алгоритма помехоустойчивого кодирования сводится к решению задачи оптимизации

$$\begin{cases} P(Q(A_{ecc}) > 0) \le P_{bl} \\ \eta(A_{ecc}) \to \min\limits_{A_{ecc}} \end{cases}, \tag{3}$$

где $P(Q(A_{ecc}) = 0)$ – достоверность переданных данных, определяемая как вероятность безошибочного декодирования блока (потери информации отсутствуют); P_{bl} – требуемая достоверность передачи блока информации; $\eta = n/k$ – избыточность помехоустойчивого кода.

При выборе алгоритма сжатия и настройке его параметров эффективность оценивается в координатах «степень сжатия – качество восстановленных данных». При заданной степени сжатия B_c (бит/пиксель), ограниченной характеристиками радиоканала и последующим внесением избыточности при помехоустойчивом кодировании, выбирается алгоритм, минимизирующий потери качества:

$$\begin{cases} B(A_c) < B_c \\ Q(A_c) \to \min\limits_{A_c} \end{cases}. \tag{4}$$

Подход, описанный выше, с раздельным выбором алгоритмов требует применения алгоритмов помехоустойчивого кодирования с высокой избыточностью, чтобы исключить потерю кадров вследствие неисправленных сбоев. Это приводит к ограничению допустимой степени сжатия и, соответственно, к ухудшению качества выходной информации. Более оправданной представляется следующая комплексная постановка задачи

$$\begin{cases} B(A_c)\eta(A_{ecc}) \le B_{fr} \\ P(Q(A_c) + Q(A_{ecc}) \le Q_{fr}) \le P_{fr}, \\ Q_{fr} \to \min\limits_{A_c, A_{ecc}} \end{cases} \tag{5}$$

где B_{fr} и P_{fr} – требуемые степень сжатия и достоверность передачи всего кадра; Q_{fr} – суммарные потери качества восстановленного кадра вследствие применения алгоритма сжатия и алгоритма помехоустойчивого кодирования (полагаем соответствующие искажения независимыми).

Следует отметить, что согласно данному критерию допускаются небольшие потери качества и при помехоустойчивом кодировании. При сбоях различных бит в массиве сжатых видеоданных наблюдается большой разброс значений показателя качества выходного изображения. Следовательно, оценка эффективности алгоритмов помехоустойчивого кодирования только числом гарантированно исправляемых бит не совсем правомерна применительно к сжатой информации. Необходимо использовать вероятностные оценки качества выходных изображений, которые можно получить путем моделирования всей

цепочки преобразования изображения – сжатия, помехоустойчивого кодирования, внесения сбоев в информацию, декодирования и декомпрессии.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, повышение скорости в радиоканалах передачи данных ДЗЗ возможно при реализации совокупности мер, основными из которых являются: создание новых СКК радиолиний передачи данных использующих широкополосные сигналы, обладающих повышенной помехоустойчивостью, применение спектрально-эффективных видов модуляции, способных передавать несколько информационных бит в символе с учетом минимального расхода полосы частот и мощности передающего устройства. При разработке новых радиолинии космических систем ДЗЗ необходимо обеспечить: высокую помехоустойчивость, применяемые алгоритмы сжатия данных ДЗЗ должны учитывать при обработке специфику данных ДЗЗ и особенности формирования СКК высокоскоростного радиоканала, применение наиболее информативных спектральных каналов, что позволит существенно повысить степень сжатия данных.

Список используемых источников

1. Филатов В., Сивов В. Формализация задачи повышения скорости передачи информации по каналам радиосвязи автоматизированных систем // Современная электроника. – №1. – 2015. – С. 56-57.

2. Перспективные информационные технологии дистанционного зондирования Земли: моногр. / под ред. В.А. Сойфера. – Самара: Новая техника, 2015. – 256 с.

И.А. Козинов,
доктор технических наук, доцент;
Г.Н. Мальцев;
ВКА имени А.Ф.Можайского, г. Санкт-Петербург

ПРОБЛЕМЫ ВНЕДРЕНИЯ СОВРЕМЕННОЙ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОЙ ОПТИКО-ЭЛЕКТРОННОЙ АППАРАТУРЫ НАБЛЮДЕНИЯ В ПРАКТИКУ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ ЗЕМЛИ ИЗ КОСМОСА

Рассмотрены основные тенденции в области развития современных космических технологий дистанционного зондирования Земли. Дана характеристика нового инновационного типа гиперспектральной оптико-электронной аппаратуры, позволяющая решать задачи наблюдения на принципиально новом уровне с использованием новых подходов, основанных на работе со спектральными характеристиками наблюдаемых объектов. Рассмотрены основные технические решения в области создания современной и перспективной аэрокосмической гиперспектральной оптико-электронной аппаратуры дистанционного зондирования Земли. Обозначен круг проблем, которые необходимо решить для полноценного внедрения гиперспектральной технологий в практику.

Ключевые слова: гиперспектрометр, оптико-электронная аппаратура, дистанционное зондирование Земли.

ВВЕДЕНИЕ

Важнейшим направлением развития космических технологий является разработка и использование в интересах решения задач народного хозяйства и науки космических систем (КС) дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ). В настоящее время более 70% всех задач наблюдения из космоса, решается с помощью КА, оснащенных оптико-электронной аппаратурой (ОЭА) видимого и инфракрасного (ИК) диапазонов (0.4…14 мкм) [1].

Современная ОЭА развивается в направлении увеличения ее разрешающей способности, которая определяется пространственным, радиометрическим и спектральным разрешением [2]. При этом расширяются функциональные возможности КА по проведению стереосъемки и мультиспектральной съемки, увеличению ширины полосы съемки, проведению съемки больших площадей на одном маршруте, улучшаются геометрические характеристик изображений и точность привязки наблюдаемых объектов.

В настоящее время интенсивное развитие ОЭА наблюдения приводит к выделению в отдельные группы многоспектральной и гиперспектральной ОЭА, в которой происходит «обмен» пространственного разрешения на спектральное. Чем выше спектральное разрешение, тем более узкий диапазон длин волн регистрируется определенным спектральным каналом ОЭА, позволяющую регистрировать излучение в нескольких узких (по сравнению с многозональной ОЭА) участках видимого и ближнего ИК диапазонов спектра (до 20 спектральных каналов) принято называть многоспектральной. При многоспектральной съемке, в отличие от панхроматической, появляется принципиально новая возможность автоматизированной идентификации на изображениях основных элементов подстилающей поверхности по их спектральным характеристикам. Гиперспектральная съемка является эволюционным развитием многозональной и многоспектральной съемки, когда благодаря новым технологиям количество спектральных каналов регистрации данных наблюдения увеличивается до 200-1000 при достижении высокого спектрального разрешения (от 0,1 до 10 нм).

В результате работы гиперспектральной ОЭА, формируется многомерное пространственно-спектральное изображение, которое называют [2] «кубом» гиперспектральных данных. Два его измерения соответствуют координатам точки пространственного изображения на плоскости (x,y), а третье – частоте спектра принятого излучения λ. Каждый элемент такого изображения характеризуется собственной спектральной характеристикой (спектральным образом, спектральной сигнатурой) [3,4]. Спектральные образы (характеристики) наблюдаемых объектов выделяются из того элемента (пикселя)

фотоприемной матрицы, в который попадает этот объект при съемке. Высокая спектральная разрешающая способность позволяет осуществлять идентификацию на изображениях не только основных объектов подстилающей поверхности, но и их структуры, материалов и условий окружающей среды, что создает предпосылки к созданию новых систем ДЗЗ, использующих новую систему спектральных дешифровочных признаков при решении задач наблюдения.

ПРИНЦИПЫ ПОСТРОЕНИЯ ГИПЕРСПЕКТРАЛЬНОЙ ОЭА

Таким образом, в настоящее время в области решения задач ДЗЗ появился новый инновационный тип ОЭА – гиперспектральная ОЭА, позволяющая решать задачи наблюдения на принципиально новом уровне с использованием новых подходов, основанных на работе со спектральными характеристиками наблюдаемых объектов, отличающихся от тех, которые используются при работе с данными панхроматической ОЭА высокого пространственного разрешения. Следует отметить, что и в нашей стране, и за рубежом первоначальное развитие и экспериментальную отработку гиперспектральная ОЭА наблюдения получила в авиационных системах ДЗЗ [3], после чего стала активно применяться в космических системах ДЗЗ различного назначения.

Для формирования «куба» гиперспектральных данных используется ОЭА двух типов: кадровая и сканирующая [4]. В кадровых системах элементы изображения получаются одновременно в кадре – основной единице изображения, отображающей наблюдаемую сцену. В сканирующих системах элементы изображения получаются последовательно, и после получения могут быть переведены в формат кадра. При гиперспектральном наблюдении оба типа таких систем дают спектральную информацию об наблюдаемых объектах и подстилающей поверхности, создавая гиперспектральные изображения, состоящие из набора измерений в спектральных каналах. В настоящее время разработано большое число типов бортовой гиперспектральной ОЭА – видеоспектрометров (ВС), в которых разложение в спектр регистрируемого полихроматического потока излучения может осуществляться интерферометром, диспергирующей призмой, дифракционной решеткой или набором переключающихся узкополосных интерференционных фильтров. Общая характеристика ОЭА с различными дисперсионными элементами приведена в таблице 1.

Таблица 1

Характеристики различных типов гиперспектральной ОЭА

Тип прибора	Дисперсионный элемент	Скорость спектрального сканирования	Спектральное разрешение	Механическая прочность	Чувствительность	Особенности
Прибор с интерферометром	Структура пластины интерферометра	Средняя	Очень высокое	Очень хрупкая	Средняя	Необходимо преобразование Фурье
Прибор с диспергирующей призмой	Призма, из пропускающего материала	Высокая	Среднее	Средняя	Средняя	Слишком много диспергирующих элементов
Прибор с дифракционной решеткой	Отражательная или пропускающая дифракционная решетка	Низкая	Высокое	Хрупкая	Высокая	Необходима сортировка порядков
Прибор с интерференционным фильтром	Изменяющаяся интерференция	Высокая	Низкое	Прочная	Высокая	Необходима сортировка порядков

Существуют следующие основные методы формирования гиперспектрального изображения в бортовой ОЭА наблюдения: «whisk broom» (метод заметания поперек трека сканера – осуществляется сканирование одноэлементым мгновенным полем зрения в обоих направлениях – поперек линии траектории и вдоль линии траектории движения носителя);

«push broom» (метод заметания по курсу сканера – сканирование по пространственным координатам происходит с помощью линейного строчного одноразмерного мгновенного поля зрения, которое перемещается только вдоль траектории движения носителя); «framing» (метод покадровой съемки, в процессе которой за счет слежения за тангажом носителя мгновенное двухразмерное поле зрения сохраняется фиксированным в течение всей процедуры съемки); «windowing» или «staring» (метод съемки с оконным сканированием, при котором двухразмерное мгновенное поле зрения непрерывно движется по подстилающей поверхности вдоль линии траектории носителя); «snapshot» или «single-shot» (метод моментальной одновременной съемки по пространственным и по спектральным координатам гиперспектрального изображения). Характеристика основных схем построения гиперспектральной ОЭА с различными диспергирующими элементами и методами формирования изображения и приведена в таблице 2.

По способу получения гиперспектральной видеоинформации основными типами приборов являются: классические ВС (фильтровые, дисперсионные, решеточные), регистрирующие непосредственно спектр излучения, и Фурье-спектрометры (динамические, статические и поляризационные), регистрирующие интерферограмму. На практике в качестве базового варианта бортовой гиперспектральной ОЭА ДЗЗ в настоящее время можно выделить классический призменный или дифракционный ВС. Это обусловлен следующими соображениями:

– погрешности ориентации, стабилизации и скорости движения КА приводят к искажениям при регистрации гиперспектральных изображений, к которым Фурье-спектрометры более критичны;

– реализация бортовых Фурье-спектрометров требует ужесточения требований к погрешностям стабилизации и ориентации КА;

– классические ВС обеспечивают относительно простую регистрацию спектра излучения со спектральным разрешением до 5-10 нм, что соответствует задачам «интервального» анализа спектральных характеристик наблюдаемых объектов;

– в классических ВС проще реализуется программная или автоматическая настройка параметров, что позволяет оптимизировать режим съемки для каждой конкретной задачи наблюдения.

Таблица 2

Характеристика схем построения гиперспектральной ОЭА

Пространственное сканирование / Схема формирования спектральной информации	«Whiskbroom»	«Pushbroom»	«Windowing» или «Staring»	«Framing»	«Snapshot» или «Single-shot»
Фильтровая	Спектрорадиометр	Нет примеров	Приборы с набором переключающихся узкополосных интерференционных фильтров, с клиновидными, с линейными переменными фильтрами	Приборы с последовательными или с перестраиваемыми фильтрами	Нет примеров
Дисперсионная	Приборы с дифракционной решеткой, с диспергирующей призмой	Приборы с дифракционной решеткой, с диспергирующей призмой	Нет примеров	Изображающий томограф	Прибор с набором дифракционных решеток или диспергирующих призм
Интерференционн	Фурье-	Статический	Статический Фурье-	Фурье-	Нет

ая	спектрометр, (схема Майхельсона)	Фурье-спектрометр (схема Саньяка)	спектрометр (схема Саньяка)	спектрометр (схема Майхельсона)	примеров

Гиперспектральная съемка начала внедряться в практику ДЗЗ сравнительно недавно. Первая гиперспектральная ОЭА размещались на авиационных носителях, и в настоящее время это направление применения гиперспектральной технологий продолжает активно развиваться, создавая технологическую платформу для развития космических технологий гиперспектральной съемки. Отечественные разработки в области гиперспектральной авиационной съемки ведутся, начиная с 90-х годов. Наибольшую известность получили следующие образцы отечественной авиационной ОЭА гиперспектральной съемки: «Сокол-ГЦП» разработки Красногорского завода им. С.А.Зверева [5], «Фрегат» разработки СПбГУ ИТМО [6], «Лептон» и АВ-ВД разработки НПО «Лептон» [3,4], а также линейка гиперспектрометров высокого пространственного разрешения разработки НТЦ «Реагент».

Научно-технический задел, формируемый в процессе разработки, создания и эксплуатации авиационной гиперспектральной ОЭА целиком положен в основу создания гиперспектральной ОЭА для космических систем ДЗЗ. До недавнего времени, реализованные в ОЭА принципы формирования гиперспектральных изображений применительно к условиям космической съемки не могли обеспечить высокое пространственное разрешение вследствие ограничений по энергетике сигнала. Принципиальное преодоление этого ограничения возможно на основе реализации режима ВЗН (временной задержки и накопления текущего изображения) при разработке перспективной бортовой гиперспектральной ОЭА. Ключевым элементом здесь является создание специальных фотоприемных матриц на основе ПЗС-структур, обеспечивающих высокую спектральную избирательность (фильтрацию), многоканальность, режим ВЗН. Технология создания таких матриц с размером ячейки до 6 мкм в настоящее время уже проработана.

В 2012 году в Российской Федерации появился первый опыт летной эксплуатации космической гиперспектральной ОЭА. В течение года на орбите функционировал малый КА для фундаментальных космических исследований (МКА-ФКИ) «Зонд-ПП» с гиперспектральной ОЭА, разработанной ЗАО НПО «Лептон». Съемка велась в 150 спектральных каналах со спектральным разрешением 0.35-12.7 нм в диапазоне 0.4-1.0 мкм с полосой захвата 42 км и пространственным разрешением 30 м.

Наиболее перспективным отечественным проектом космической гиперспектральной съемки является созданный ГНПРКЦ «ЦСКБ-Прогресс» бортовой комплекс высокодетального, детального широкополосного и гиперспектрального ДЗЗ на базе КА «Ресурс-П». Устанавливаемая на КА «Ресурс-П» гиперспектральная съемочная аппаратура (ГСА) разработки Красногорского завода им. С.А. Зверева обеспечивает съемку поверхности Земли в диапазоне спектра 0.4-1.1 мкм [6]. ГСА построена на базе светосильного зеркального объектива, диспергирующей системы и высокоскоростных кадровых фотоприемных матриц ПЗС видимого и ближнего ИК диапазона. Полоса захвата ГСА составляет 25 км, а пространственное разрешение – около 25 м. При спектральном разрешении от 5-10 нм ГСА обеспечивает получение изображения одновременно в 96–255 спектральных каналах в зависимости от режима работы. КА «Ресурс-П» №1 с ГСА находится на орбите с 2013 г. КА «Ресурс-П» №2 и КА «Ресурс-П» №3 также с ГСА выведены на орбиту в 2014 г. и 2016 г. соответственно. В перспективе – запуски новой серии КА «Ресурс-ПМ».

В дальнейшей перспективе развития отечественных КС ДЗЗ – формирование орбитальной группировки из четырех КА ДЗЗ «Обзор-О», предназначенных для оперативной многоспектральной съемки Земли [4].На КА «Обзор-О» №1 и №2 планируется установить опытные образцы гиперспектральной ОЭА.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Таким образом, Российская Федерация уверенно развивает технологии создания и применения космической гиперспектральной ОЭА. Гиперспектральная информация – это принципиально новый вид информации об наблюдаемых объектах, развитие средств ее получения и обработки находятся в начальной стадии. Для полноценного внедрения гиперспектральной технологий необходимо решить ряд принципиально новых и сложных научно-технических проблем, связанных с созданием гиперспектральной ОЭА, алгоритмов обработки информации, выработки требований к бортовому аппаратурному комплексу, обоснованием требований к техническим средствам передачи, обработки и хранения информации и т.д. Особую актуальность приобретают вопросы создания методов и средств передачи и обработки гиперспектральных видеоданных.

Список используемых источников

1. *Райкунов Г.Г., Любченко Ф.Н. , Карелин А.В.* Стратегия развития космического сегмента системы дистанционного зондирования Земли в России до 2030 года // Космонавтика и ракетостроение. – 2012 . – Вып. 3(68). – С.3-20.
2. *Козинов И.А.* Многоспектральное зондирование Земли // Метеорологический вестник. – 2016. – Т.8. – №1. – С.25-58.
3. Актуальные проблемы создания космических систем дистанционного зондирования Земли» // Тезисы докладов Четвертой международной научно-технической конференции – М.: АО «Корпорация «ВНИИЭМ», 2016. – 220 с.
4. Гиперспектральные приборы и технологии // Сборник тезисов докладов научно-технической конференции. – Красногорск, 2013. – 152 с.
5. *Горбунов Г.Г., Чиков К.Н. , Шлишевский В.Б.* Интерференционные гипер- и ультраспектральные видеоспектрометры для задач дистанционного зондирования // Вестник Сибирского государственного университета геосистем и технологий. – 2016. –№1(33). – С. 70-94.
6. *Третьяков В.А.* Основные тенденции развития гиперспектральной аппаратуры в мире // Космонавтика и ракетостроение. – 2013. – № (73). – С. 36-40.

Г.М. Крученицкий*
доктор физико-математических наук;
К.А. Статников**
* Центральная аэрологическая обсерватория, Москва
** Московский физико-технический институт – государственный университет, Москва

ЭВОЛЮЦИЯ ВЕРТИКАЛЬНОГО РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ОЗОНА И ТЕМПЕРАТУРЫ НАД ЮЖНЫМ ПОЛЮСОМ

Построены регрессионные модели сезонного хода и долговременной изменчивости парциального давления озона и температуры по данным балонного озонозондирования на станции Южный полюс. Сезонный ход построен по пяти гармоникам периодического годового колебания, а долговременная изменчивость по самому медленному из приливных колебаний (период 18.6 года) с привлечением в качестве регрессоров двух обертонов и двух унтертонов этого колебания. После исключения долгопериодного колебания, построенного таким образом, из остатков сезонного хода, как для парциального давления озона так и для температуры на всех высотных уровнях остаётся белый шум. Это свидетельствует об отсутствии в рядах наблюдений нет какой-либо информации, кроме упомянутых выше колебаний, в т.ч. и однонаправленных линейных трендов, с которыми принято отождествлять версию антропогенного воздействия.

Ключевые слова: озоносфера, статистическое моделирование, вертикальное распределение температуры, влияние долгопериодных приливных процессов на антарктическую атмосферу.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является изучение механизмов изменчивости высотных профилей парциального давления озона и температуры в Антарктике, где в соответствии с [1] наиболее сильно проявляются последствия антропогенного воздействия на озонный слой. Для более надёжного выделения долговременной изменчивости в рядах высотного распределения парциального давления озона и температуры необходимо прежде всего выделить из этих рядов сезонный ход, на который приходится большая часть изменчивости, а затем произвести сравнительный анализ эффективности различных моделей долговременной изменчивости, а именно сравнить линейные тренды (однонаправленые изменения, отождествляемые с антропогенной версией «истощения озонового слоя») и альтернативные колебательные модели с физически осмысленными механизмами. Такое сравнение тем более необходимо, что небольшой отрезок кривой, описывающей колебания трудно отличим от прямой (линейного тренда)

СЕЗОННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

В качестве исходных данных для анализа были выбраны данные баллонного озонозондирования на станции Южный полюс за период 27 лет (1986-2012 г.г.). Для уменьшения степени лакунирования этих данных и приближения отсчётов к эквидистантным, необходимость чего убедительно обоснована в монографии [2], исходные данные были осреднены с шагом 1 месяц по времени и 1 км по высоте после чего модель строилась на основе регрессионного соотношения:

$$V(h,t) = \sum_{k=1}^{3} A_k(h)\cos\{k\omega[t-\Theta_k(h)]\} + R_{Seas}(h,t) \qquad (1)$$

где: $V(h,t)$ -моделируемая величина (парциальное давление озона или температура);

$A_k(h)$ - амплитуда k -ой гармоники на высоте h ; $\Theta_k(h)$ -фаза k -ой гармоники на высоте h ; $R_{Seaz}(h,t)$ - остатки сезонного хода на высоте h .

Некоторые из результатов моделирования отражены на рис. 1-2

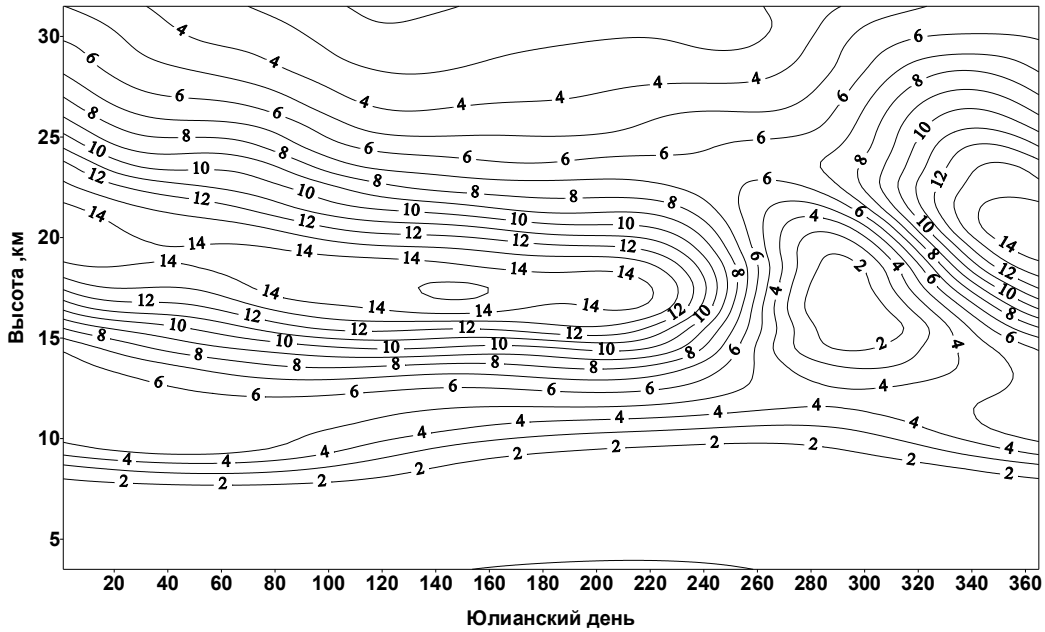


Рис.1. Высотно – временной разрез сезонной изменчивости парциального давления озона, мПа

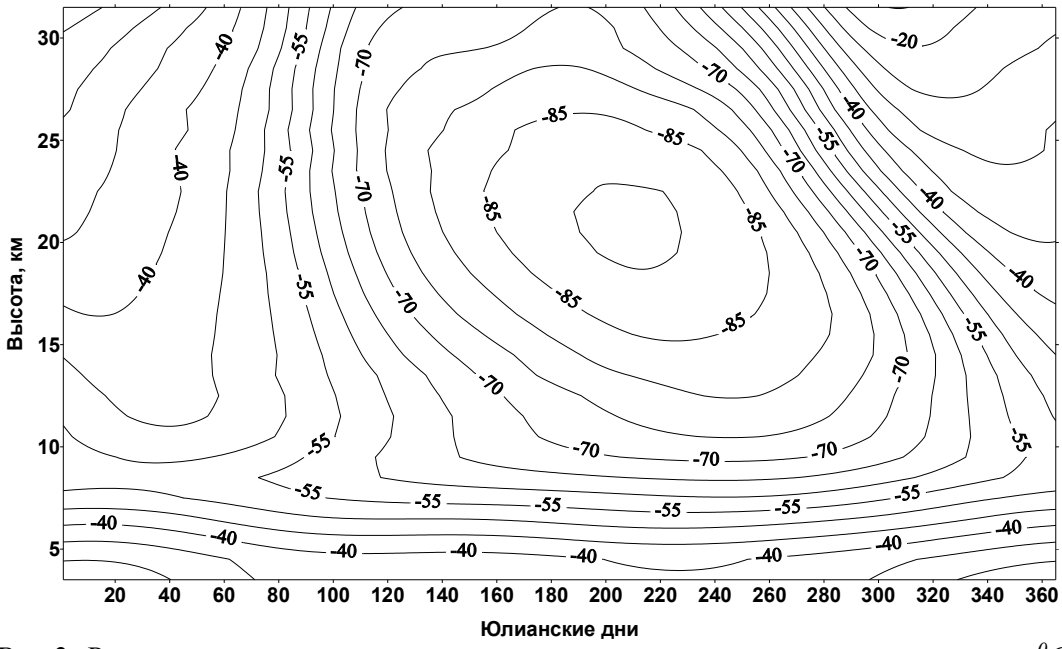


Рис.2. Высотно – временной разрез сезонной изменчивости температуры, ^0C

Отметим, что ограничение числа членов в модели (1) пятью вытекает из теоремы Котельникова при количестве отсчётов 12 на период (6 гармоник можно удерживать только при бесконечном соотношении сигнал/шум, чего не бывает ни в каких реальных наблюдениях).

Обращает на себя внимание очевидный из рис. 1 факт, что сезонная изменчивость вносит заметный вклад в формирование весенней антарктической аномалии. Это же подтверждает и рис.3

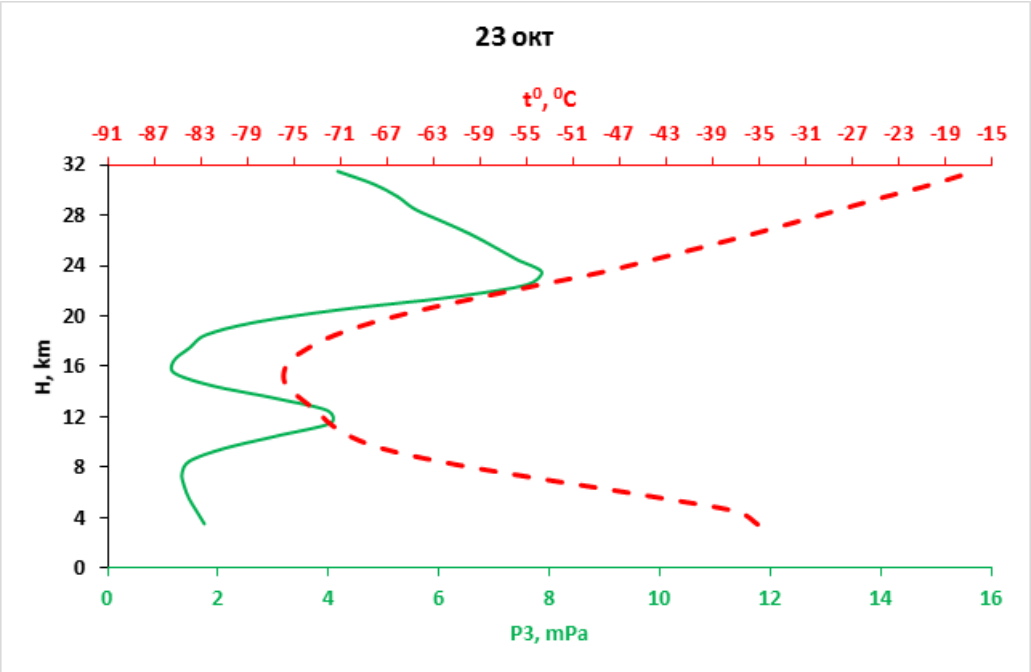


Рис.3. Климатическая норма вертикального распределения озона (сплошная линия) и температуры (пунктир) за 23 октября

ДОЛГОВРЕМЕННАЯ ИЗМЕНЧИВОСТЬ

Модель долговременной изменчивости строилась, исходя из следующих физических соображений. Наименьшая из частот в спектре приливных колебаний, соответствующая периоду 18.6 лет, обусловленная колебаниями плоскости орбиты Луны относительно плоскости эклиптики [3], несомненно должна давать вклад в долговременную изменчивость как температуры (ввиду влияния приливных движений на тепломассообмен в системе океан-атмосфера), так и озона (благодаря эффекту Нормана - Добсона [4]). Причём, естественно ожидать вклада в модель долговременной изменчивости не только основной частоты, но и её гармоник (ввиду немонохроматичности колебаний плоскости орбиты Луны) и унтертонов (благодаря параметрическому резонансу [5]), проявляющемуся практически во всех геосферах [6].

Ввиду этих соображений модель долговременной изменчивости строится в виде:

$$R_{Seas}(h,t) = \sum_{k=1}^{3} A_k(h)\cos\{k\omega[t-\Theta_k(h)]\} + \sum_{k=2}^{3} B_k(h)\cos\{\omega[t-F_k(h)]/k\} + R_{LT}(h,t) \qquad (2)$$

где: $R_{Seas}(h,t)$ - остатки моделируемой величины (парциальнго давления озона или температуры); $B_k(h)$ - амплитуда k -ого унтертона на высоте h ; $F_k(h)$ -фаза k - ого унтертона на высоте h ; $R_{LT}(h,t)$ - остатки долговременной модели на высоте h .

В качестве альтернативной модели строилась обычная модель линейного тренда.

При построении моделей долговременной изменчивости было установлено:

- коэффициенты детерминации для колебательных моделей вида (2) для всех высотных уровней превосходят коэффициенты детерминации линейных трендов, как для парциального давления озона, так и для температуры;
- остатки колебательных моделей для всех высотных уровней не имеют статистически значимых трендов как для парциального давления озона, так и для температуры;
- сходство остатков колебательных моделей с белым шумом для всех высотных уровней, как для парциального давления озона, так и для температуры, выше чем сходство остатков трендов и по критерию статистики Дарбина – Уотсона [7], и по коэффициенту

детерминации интегрированной периодограммы остатков прямой, проходящей через начало координат.

Рис. 4 хорошо иллюстрирует как колебательная модель обобщает тренд, заметно повышая коэффициент детерминации модели.

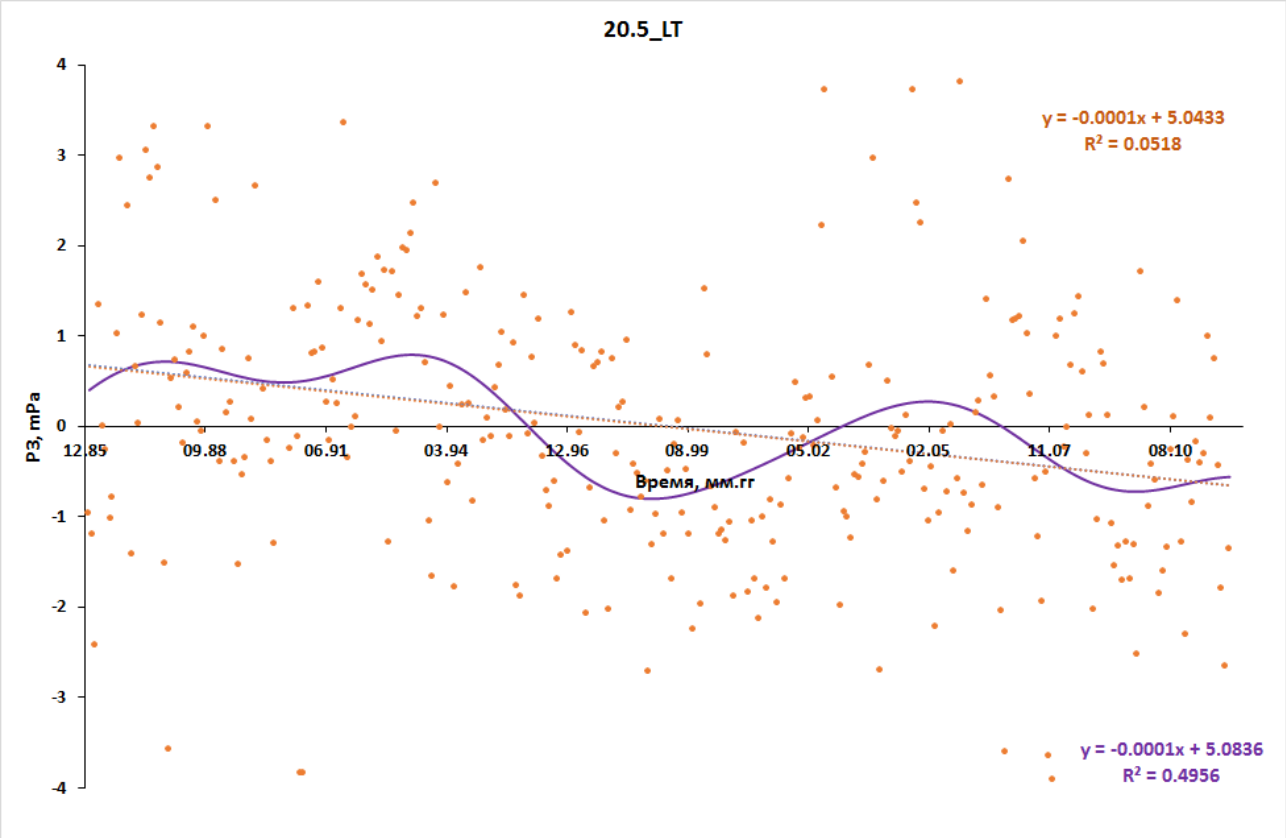


Рис.4. Остатки сезонного хода парциального давления озона на высоте 20.5 км (точки), колебательная модель (сплошная линия, коэффициент детерминации 10.6%), линейный тренд (пунктир, коэффициент детерминации 5.2%)

Из рисунка видно, что уравнения линейного тренда и тренда колебательная модели практически совпадают.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Входе выполнения настоящей работы установлено:

8. Сезонная изменчивость вертикального распределения озона вносит существенный вклад в формирование

9. Версия антропогенной обусловленности (фреоновая) долговременной изменчивости озонового слоя существенно уступает по надежности колебательной модели, обусловленной влиянием эффекта Нормана – Добсона, учитывающей немонохроматичность приливных явлений и параметрический резонанс с ними.

10. Приливные явления исчерпывающим образом объясняют долговременную изменчивость не только вертикального распределения озона, но и высотного хода температуры.

11. Фреоновая версия антарктической озоновой аномалии весьма уязвима для критики не только с динамической [8], но и со статистической точки зрения.

Список используемых источников

1. S. A. Robinson, S.R. Wilson Environmental Effects of Ozone Depletion and its Interactions with Climate Change: 2010 Assessment. University of Wollongong Research Online. 2010, 330 p.p.

2. Хургин Я.И. Яковлев В.П. Финитные функции в физике и технике. м.: Наука, 1971. — 408 с.
3. Марчук Г.И., Каган Б.А. Динамика океанских приливов, Л. Гидрометеоиздат, 1982, 359 с.
4. Хргиан А.Х. Физика атмосферного озона. Л. Гидрометеоиздат, 1973, 282 с.
5. Ландау Л.Д., Лифшиц М.Е., Механика, М., Физматгиз, 1958, с.103-109.
6. Kruchenitsky G.M., Statnirov K.A. Statistical Modeling of Global Tectonic Activity and some Physical Consequences of its Reults. Journal of Systemics, Cybernetics and Informatics, v.13, #1, 2015, p.p. 51-55.
7. Ван дер Варден Б.Л. Математическая статистика, М., ИЛ, 1960, с.148.
8. А.М. Звягинцев, В.В. Зуев, Г.М. Крученицкий, Т.В. Скоробогатый // Исследования Земли из космоса., 2002, №3, с. 29-34.

М.В. Макарова,
А.В. Поберовский,
Ю.М. Тимофеев,
Х.Х. Имхасин
Санкт-Петербургский государственный университет, г. Санкт-Петербург

ФУРЬЕ-СПЕКТРОМЕТРИЧЕСКИЕ ИЗМЕРЕНИЯ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ФОРМАЛЬДЕГИДА В РАЙОНЕ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Ключевые слова: ИК Фурье-спектрометрия атмосферы, формальдегид.

В докладе анализируются результаты наземных измерений общего содержания формальдегида во всей толще атмосферы для района Санкт-Петербурга, полученные в 2009-2017гг. при помощи ИК Фурье-спектрометра высокого спектрального разрешения Bruker IFS125 HR. Представлена методика определения общего содержания формальдегида по ИК спектрам прямого солнечного излучения. Показано, что случайная и систематическая составляющие погрешности определения общего содержания H2CO в атмосфере, в среднем, составляют 5% и 14% соответственно. Проанализированы временные вариации общего содержания формальдегида, наблюдавшиеся в 2009-2017гг. на станции St. Petersburg (СПбГУ, сеть NDACC). Тренд общего содержания формальдегида в районе Санкт-Петербурга за указанный период составил (-4±3)%/год. В дальнейшем, измерения СПбГУ будут использованы для валидации измерений общего содержания формальдегида аппаратурой TROPOMI, установленной на спутнике SENTINEL5.

Работа выполнена при поддержке Российского фонда фундаментальных исследований, проект № 18-05-00011.

Л.М. Митник;
В.П. Кулешов;
М.Л. Митник
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

ВОССТАНОВЛЕНИЕ ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ В ЦИКЛОНЕ НАД БЕРИНГОВОМ МОРЕМ ПО ПАССИВНЫМ МИКРОВОЛНОВЫМ ИЗМЕРЕНИЯМ СО СПУТНИКОВ GCOM-W1, GPM И МЕТЕОР-М № 2

Спутниковые микроволновые радиометрические измерения служат источником сведений о температуру поверхности океана, скорости приводного ветра, ледяном покрове, содержании в атмосфере парообразной и капельной влаги. Измерения с нескольких спутников улучшают временное разрешение, прогноз интенсивности и траектории циклонов над океаном. В работе анализируются результаты зондирования глубокого циклона над Беринговым морем 7-11 ноября 2016 г. микроволновыми радиометрами AMSR2, GMI и МТВЗА-ГЯ, которые сопоставляются с измерениями других спутников и картами приземного анализа. Показана хорошая согласованность значений скорости приводного ветра, паросодержания атмосферы и водозапаса облаков, восстановленных различными инструментами. Алгоритмы были разработаны с использованием численного моделирования переноса излучения в системе океан-атмосфера и данных радиозондирования как входной информации.

Ключевые слова: микроволновая радиометрия, алгоритмы восстановления параметров, внетропические циклоны, скорость приводного ветра, МТВЗА-ГЯ, AMSR2,.

ВВЕДЕНИЕ

В последние годы основным источником данных об окружающей среде стали спутниковые сканирующие микроволновые (МВ) радиометры WindSat, ATMS, AMSR2, GMI, МТВЗА-ГЯ и скаттерометры ASCAT и RapidScat [1, 2].

Наиболее востребованы данные хорошо калиброванных МВ радиометров AMSR2 (Япония) [2] и GMI (США) [3], обработка яркостных температур $T_Я(\nu)$ (ν - частота) которых позволяет восстановить паросодержание атмосферы V, водозапас облаков Q, скорость приводного ветра W и температуру поверхности океана (ТПО). Алгоритмы восстановления параметров были разработаны по массивам модельных яркостных температур на частотах спутниковых микроволновых радиометров [1, 4-6]. Яркостные температуры AMSR2 служили в качестве эталонных при оценке функционирования в космосе радиометра МТВЗА-ГЯ на российском метеорологическом спутнике "Метеор-М № 2" [6].

МОДЕЛИРОВАНИЕ ПЕРЕНОСА МИКРОВОЛНОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ И АЛГОРИТМЫ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ПАРАМЕТРОВ

Спектры яркостных температур на вертикальной (в) и горизонтальной (г) поляризациях $T_Я^{в,г}(\nu)$ над океаном были найдены путем численного интегрирования уравнения переноса радиации (УПР) [1, 4- 6]:

$$T_Я^{в,г}(\nu,\theta) = \chi^{в,г}\cdot(\nu,\theta)\cdot T_о\cdot e^{-\tau(\nu)\sec\theta} + T^{\uparrow}_Я(\nu,\theta) + T^{\downarrow}_Я(\nu,\theta)\,[1-\chi^{в,г}(\nu,\theta)]\,e^{-\tau(\nu)\sec\theta} + \\ + T_к\cdot[1-\chi^{в,г}(\nu,\theta)]\cdot e^{-2\tau(\nu)\sec\theta}, \qquad (1)$$

где $T_Я^{в,г}(\nu,\theta)$ – яркостная температура системы океан - атмосфера на вертикальной (в) или горизонтальной (г) поляризации на частоте ν под углом падения θ, $\chi^{в,г}(\nu,\theta)$ - коэффициент излучения океана, $T_о = t_о + 273{,}16$ - температура поверхности океана (ТПО), $\tau(\nu)$ - полное поглощение в атмосфере, $T^{\uparrow}_Я(\nu,\theta)$ и $T^{\downarrow}_Я(\nu,\theta)$ – яркостные температуры восходящего и нисходящего излучений атмосферы, $T_К$- яркостная температура космического излучения.

При расчетах $T_Я$ над океаном варьировались ТПО, W, V, и Q. Коэффициенты $\chi^{в,г}(\nu,\theta)$ находились по формулам Френеля с использованием аппроксимаций для диэлектрической проницаемости воды и эмпирических зависимостей, описывающих приращение $\chi^{в,г}(\nu,\theta)$ в зависимости от скорости ветра [7].

На рисунке 1 приведены спектры $T_я^{в,г}(\nu)$ над безоблачным океаном при температуре поверхности океана $t_о$ = 0,3 и 19,9 ºС и паросодержания атмосферы V, = 3,0 и 27,6 кг/м^2. Расчеты для AMSR2 выполнены при угле падения θ = 55°, а для МТВЗА-ГЯ - при θ = 65°.

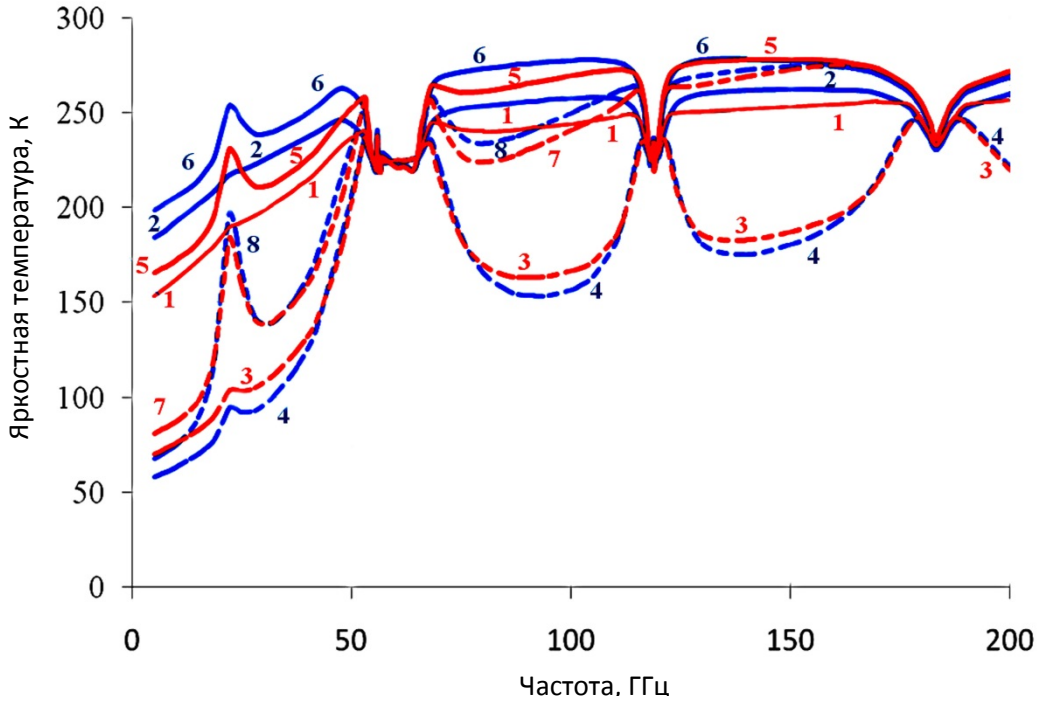


Рис.1. Спектры яркостной температуры системы океан-атмосфера на вертикальной (кривые 1, 2, 5 и 6) и горизонтальной (кривые 3, 4, 7 и 8) поляризациях при угле падения 55° (AMSR2, кривые 1, 3, 5 и 7) и 65° (МТВЗА-ГЯ, кривые 2, 4, 6 и 8) при ТПО = 0.3 °С, W =0 м/с и V =3 кг/м^2 (кривые 1-4) и при ТПО = 19.9 °С, W = 6 м/с и V = 27,6 кг/м^2 (кривые 5-8)

Восстановление W выполнялось по линейному регрессионному алгоритму [4] или по алгоритму [5], в котором W оценивается по приращению яркостной температуры океана на ν = 10,6 ГГц на г-поляризации относительно $T_{яок}$ при гладкой поверхности (W = 0 м/с). В регрессионных алгоритмах использовались $T_я$ на 3-4 каналах. Были найдены коэффициенты регрессии и погрешности оценки W при отсутствии шумов радиометра, при шумах каналов, измеренным после запуска спутника, а также при шуме в 0,2 К вместо 0,5 К на частоте 10,6 ГГц при сохранении уровня шума на остальных каналах.

В алгоритме для восстановления V и Q использованы яркостные температуры на частотах ν_1 и ν_2 на в-поляризации, рассчитанные для 11295 вертикальных профилей давления, температуры и влажности воздуха по данным радиозондирования атмосферы в предположении, что осадки отсутствуют [4]. Массив радиозондовых (р/з) данных характеризуется следующими диапазонами изменения параметров: 2,1 <V < 72,2 кг/м^2 при среднем значении $V_{ср}$ = 26,6 кг/м^2 и 0 < Q < 1,78 кг/м^2 при среднем значении $Q_{ср}$ = 0,38 кг/м^2 для 5789 р/з с облаками.

По значениям ТПО рассчитывались коэффициенты $\chi^{в,г}(\nu,\theta)$ и эффективная температура облачных капель [4, 5]. Анализ результатов численного интегрирования УПР на частотах радиометров МТВЗА-ГЯ, GMI и AMSR2 показал, что допустимо использование алгебраического представления (1).

ЦИКЛОН НАД БЕРИНГОВЫМ МОРЕМ

7-10 ноября 2016 г. над Беринговым морем перемещался глубокий циклон, в обширной центральной зоне которого располагались два центра циркуляции. Центральную зону, где скорость ветра W < 5-8 м/с и водозапас облачности был мал, охватывало кольцо сильных ($W \geq$ 15-20 м/с) ветров, а с севера и востока обрамляла фронтальная облачность с Q = 0,3-0,4 кг/м^2.

Эволюция циклона зарегистрирована как в полях $T_я^{в,г}(\nu)$, измеренных радиометрами AMSR2, GMI и МТВЗА-ГЯ, так и в восстановленных по $T_я$ полям W, V и Q (рис.2).

В поле $T_я$(10Г) (на частоте 10,6 ГГц на г-поляризации) севернее центральной зоны, где $T_я$ ≈ 85 К, выделяется полоса более мощной облачности, сопровождающейся, вероятно, слабыми осадками. Здесь $T_я$(10Г) ≈108-112 К, а $T_я$(89Г) ≈230-240 К. Там, где $T_я$(89Г) ≈ 240 К, скорее всего, наблюдается дождь. Дальше к северу значения $T_я$(10Г) и $T_я$(89Г) снижаются из-за уменьшения Q и W (см. рис.2). К югу и юго-западу от центральной области видна зона усиления ветра эллиптической формы. Здесь в вытянутых в восточном направлении полосах $T_я$(10Г) ≈108-110 К, что обусловлено усилением ветра в конвективных грядах, хорошо различимых в поле $T_я$(89Г). Южнее Алеутских о-вов и в центральной области в поле $T_я$(89Г) видны открытые ячейки размером ≈10-20 км. Размеры ячеек и их яркостная температура возрастают вверх по потоку, где скорость ветра больше и наблюдается грядово-ячейковая конвекция. Неоднородности ветра в области ячейковой конвекции вызывают вариации $T_я$(10Г) по периферии южной зоны усиления ветра. К юго-западу от м. Наварин - сильный северо-восточный ветер. За м. Олюторским - ветровая тень. Над Олюторском зал. облаков нет, также как и в прибрежной полосе за м. Наварин.

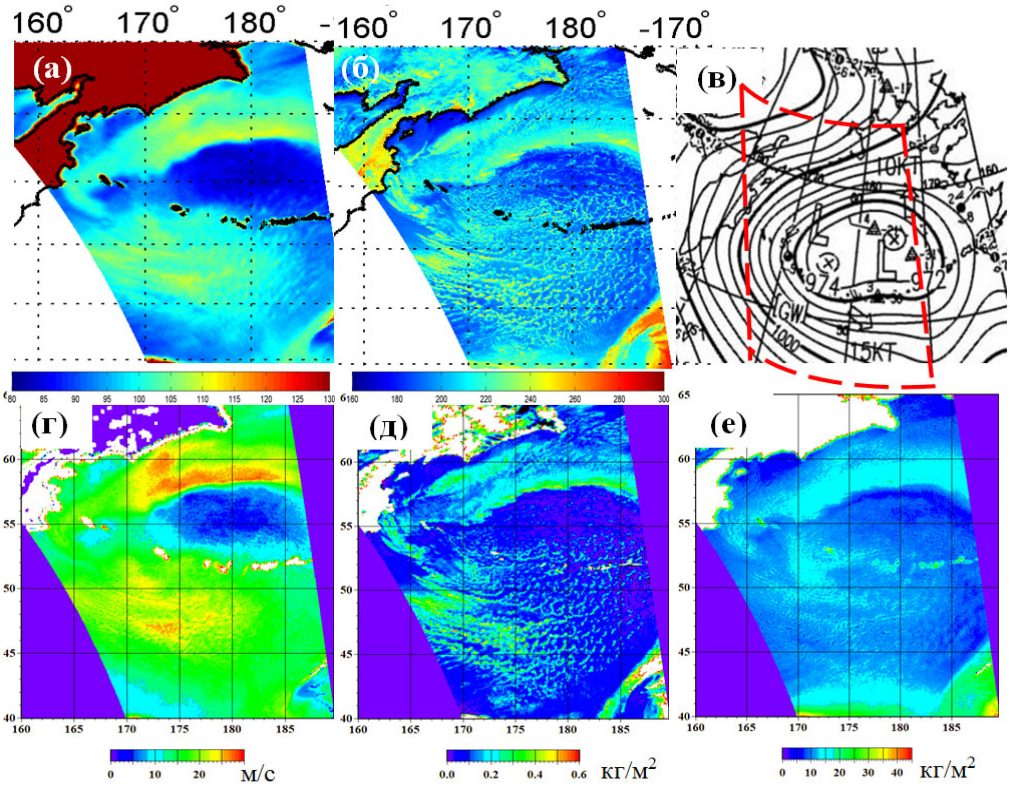


Рис.2. Двуцентровый циклон над северной частью Тихого океана 8 ноября 2016 г. по данным AMSR2 в 01:15 Гр.: яркостные температуры на частотах 10,6 ГГц (а) и 89,0 ГГц (б) на г-поляризации, карта приземного анализа Японского метеорологического агентства JMA за 00 Гр. (в), поля приводного ветра (г), водозапаса облаков (д) и паросодержания атмосферы (е). Красные пунктирные линии на (в) показывают границы полосы обзора AMSR2

Изменения $T_я$(10Г) при Q < 0,3 кг/м^2 обусловлены ветром, скорость которого может достигать 20-25 м/с. Мезомасштабные организованные структуры в виде конвективных гряд и ячеек вызывают вариации $T_я$(89Г) к востоку и к югу от центра циклона, где располагается холодная воздушная масса.

8 ноября циклон дважды находился в пределах полосы обзора МТВЗА-ГЯ: в 00:21 Гр. и в 11:39 Гр. (рис.3). При Q ≤ 0,2-0,25 кг/м^2 (см. рис.2д) вариации $T_я$(10Г) вызваны преимущественно ветром. Для визуализации поля ветра максимальные значения $T_я$(10Г) были

ограничены 110 К. Области с максимальным ветром отмечаются в северном и южном секторах циклона (рис.3). Распределение скорости ветра по измерениям МТВЗА-ГЯ в 11:35 Гр. показано на рис.4з.

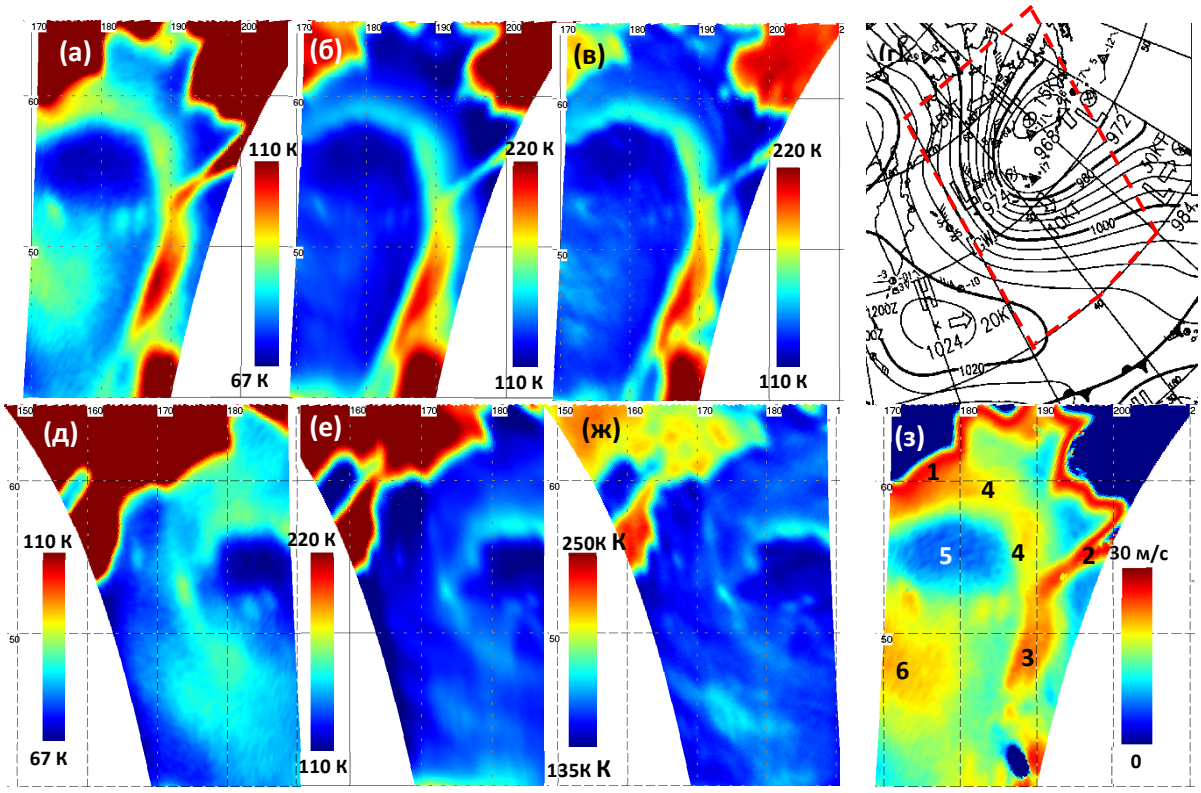


Рис.3. Двуцентровый циклон над северной частью Тихого океана 8 ноября 2016 г. по данным МТВЗА-ГЯ: поля яркостных температур на частотах 10,6 ГГц (а, д), 23,8 ГГц (б, е) и 42,0 ГГц (в, ж) на г-поляризации по измерениям в 00:21Гр. (а-в) и в 11:39 Гр. (д-ж), приземный анализ JMA за 12:00 Гр. (д) и скорость ветра в 11:39 Гр.(з). Красные пунктирные линии показывают границы полосы обзора МТВЗА-ГЯ

Самый сильный ветер дует у восточного побережья Чукотки. Ветры у побережья Чукотки и Аляски и полоса 2 над восточными Алеутскими о-вами, являются артефактом и обусловлены излучением земной поверхности. Помехи при оценке W создают также осадки и облачность в зоне 3 фронтального раздела 4 вокруг центральной зоны циклона 5, где скорость ветра ниже. Обширная зона сильных ветров 6 расположена к югу от центра циклона.

8-11 ноября циклон смещался преимущественно на восток. 8 ноября в 18 Гр. давление в центре циклона упало до 966 гПа, а затем при заполнении циклона начало возрастать. Жизненный цикл циклона был зарегистрирован в полях яркостных температур AMSR2, GMI и МТВЗА-ГЯ. При $W < 25$ м/с и отсутствии сильных осадков восстановленные по $T_я$ значения скорости ветра находятся в хорошем согласии с оценками ветра спутниковыми скаттерометрами.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Яркостные температуры AMSR2, GMI и МТВЗА-ГЯ являются источником количественной информации о полях приводного ветра, водозапаса облаков и паросодержания атмосферы в морских погодных системах.
2. Совместное использование данных AMSR2, GMI и МТВЗА-ГЯ повышает временное разрешение и возможности детального слежения за траекторией и эволюцией структуры циклонов в полях восстанавливаемых параметров.

3. Микроволновые измерения со спутника Метеор-М № 2 могут быть применены при анализе атмосферных процессов над умеренными и высокими широтами, что определяется зондированием на $\nu = 42$ и 48 ГГц и $\theta = 65^{\circ}$.

Список используемых источников

1. *Кутуза Б.Г., Данилычев М.В., Яковлев О.И.* Спутниковый мониторинг Земли. Микроволновая радиометрия атмосферы и поверхности / М.: Ленанд, 2016. — 336 с.

2. *Imaoka K. et al*. Global Change Observation Mission (GCOM) for monitoring carbon, water cycles, and climate change // Proceedings of the IEEE. 2010. Vol. 98, No. 5. P: 717-734.

3. *Draper D.W. et al.* The Global Precipitation Measurement (GPM) Microwave Imager (GMI): Instrument overview and early on-orbit performance // IEEE Journal of Selected Topics in Applied Earth Observations and Remote Sensing. 2015. Vol. 8, No. 7, P. 3452 - 3462.

4. *Mitnik L.M., Mitnik M.L.* Retrieval of atmospheric and ocean surface parameters from ADEOS-II AMSR data: Comparison of errors of global and regional algorithms // Radio Science 2003. Vol. 38: 8065, doi: 10.1029/2002RS002659.

5. *Mitnik L.M., Mitnik M.L.* AMSR-E advanced wind speed retrieval algorithm and its application to marine weather systems // Proc. IGARSS 2010, P. 3224-3227. Hawaii, USA,

6. *Mitnik L., Kuleshov V., Mitnik M., Streltsov A.M., Cherniavsky G., Cherny I.* Microwave scanner sounder MTVZA-GY on new Russian meteorological satellite Meteor-M N 2: modeling, calibration and measurements // JSTARS. 2017. Vol. 10. N. 7. P. 3036-3045.

7. *Meissner T., Wentz F.J.* The emissivity of the ocean surface between 6–90 GHz over a large range of wind speeds and Earth incidence angle // IEEE Trans. Geoscience Remote Sensing. 2012. Vol. 50. No. 8. P. 3004–3026.

Л.М. Митник;
Е.С. Хазанова
Тихоокеанский океанологический институт им. В.И. Ильичева ДВО РАН, г. Владивосток

НЕФТЯНЫЕ ПЛЕНКИ И ЛЕДЯНОЕ САЛО НА ИЗОБРАЖЕНИЯХ РСА СО СПУТНИКОВ ALOS-1 И ALOS-2

Рассмотрены темные пятна и полосы на снимках РСА морской поверхности, вызванные подавлением мелкомасштабного волнения ледяным салом и нефтяными пленками. Изображения были получены над азиатскими окраинными морями радиолокатором с синтезированной апертурой PALSAR, установленным на спутниках Японии ALOS-1 (2006 - 2011) и ALOS-2 (2014-по настоящее время). При интерпретация вариаций яркости изображений РСА использовалась сопутствующая спутниковая и наземная информация. Представлены изображения РСА PALSAR юго-западной части Охотского моря и залива Петра Великого Японского моря с пятнами и полосами ледяного сала и Восточно-Китайского моря с разливом нефти после аварии танкера Sanchi. Отмечена необходимость мониторинга районов добычи и транспортировки нефти на основе спутниковых РСА.
Ключевые слова: L-band РСА, PALSAR, ALOS-1, ALOS-2, шероховатость морской поверхности, ледяное сало, нефтяные пленки, Охотское море, Японское море.

ВВЕДЕНИЕ

Целью настоящей работы является рассмотрение двух факторов, вызывающих подавление мелкомасшбного волнения морской поверхности и как, следствие, появление темных пятен и полос на изображениях РСА, полученных в дециметровом диапазоне со спутников Японии ALOS-1 (2006-2011) и ALOS-2 (2014- по настоящее время). Спутниковое зондирование осуществлялось поляризационной РСА PALSAR (Phased Array type L-band Synthetic Aperture Radar) на длине волны $\lambda = 23{,}6$ см (L-band), что обеспечивало получение данных о поверхности океана и материковых покровов независимо от времени суток и погоды. РСА работает в трех режимах с разрешением от 7 до 100 м в полосе обзора шириной 20–350 км при различном сочетании поляризации передаваемых и принимаемых радиолокационных (РЛ) сигналов [1-3].

При РЛ зондировании океана вариации уровня рассеянного назад сигнала (величина удельной эффективной площади рассеяния (УЭПР) σ^o) определяются спектром поверхностного волнения. В дециметровом диапазоне основной вклад в УЭПР при зондировании под углами падения $\theta > 20^o$ дают морские волны с длинами $L \approx$20-50 см. При малых скоростях ветра W, например, в центральных областях циклонов, в зонах конвергенции воздушных потоков в районе атмосферных фронтов, за прибрежными горами (ветровая тень) наблюдаются в основном волны с $L <$10-20 см. Рассеяние от соответствующих участков морской поверхности волн дециметрового диапазона мало, и на изображениях РСА они выглядят темными. С ростом скорости ветра волнение и яркость морской поверхности возрастают. Появление на поверхности моря пленок нефтепродуктов и ледяного сала, вязкость которых заметно больше вязкости чистой воды, приводит к изменению спектра морского волнения, которые наиболее выражены в диапазоне сантиметровых волн, но заметны и в дециметровом диапазоне, что и регистрируют спутниковые РСА, работающие в L-диапазоне.

МОРСКОЙ ЛЕД. ЛЕДЯНОЕ САЛО

В Японском и Охотском морях лед наблюдается на фоне открытой морской поверхности. УЭПР поверхности моря σ° зависит от частоты ν, поляризации p, угла падения θ, скорости ветра W и угла между направлением зондирования и вектором ветра φ и может быть описана геофизической модельной функцией $\sigma^\circ = f(\nu,p,\theta,W,\varphi)$, которая для PALSAR приведена в [4]. Увеличение шероховатости поверхности (сильное волнение, блинчатый лед и др.) приводит к росту УЭПР (яркости изображения РСА). Использование изображений PALSAR с прямой (ВВ и ГГ) и перекрестной (ГВ и ВГ) поляризациями обеспечивает надежное обнаружение границ между областями гладкого и торосистого льда и границ между льдом и открытой водой [5]. Зоны формирования нового льда у кромки льда или в открытом море характеризуются темным

тоном на фоне взволнованной морской поверхности, имеющей на изображении светлый тон [6, 7].

Ледяной покров изучался по изображениям зал. Петра Великого и Татарского прол. в Японском море и шельфа Сахалина в Охотском море, полученным в различных режимах PALSAR-1 13 января 2007 г., 24 и 26 января 2009 г., 7 февраля, 8 марта и 26 декабря 2010 г., 24 января и 14 февраля 2011 г. и PALSAR-2 10 и 28-31 января, 4 и 15 февраля и 18 марта 2015 г., 10 января, 21 февраля, 21 и 29 марта и 2 апреля 2016 г. и 7, 8, 11, 12 и 19 января, 4 февраля, 21-23и 27 марта, 27 ноября, 5, 19, 24 и 30 декабря 2017 г. и 14 января 2018 г. Для указанных дат была собрана сопутствующая спутниковая (изображения Landsat-7 / -8 и MODIS, поля ветра по данным скаттерометров) и наземная (метеорологические измерения на береговых станциях, карты приземного анализа) информация.

Для демонстрации потенциала РСА PALSAR-2 были выбраны изображения, юго-западной частью Охотского моря (рис.1) зал. Петра Великого Японского моря (рис.2), полученные 30 января 015 г. и 30 декабря 2017 г., соответственно, когда, помимо ледяного сала, наблюдались другие типы льда: темный и светлый нилас, серые и серо-белые льды различной сплоченности и заснеженности. РЛ-контрасты льда относительно морской поверхности зависели от типов льда, его торосистости, скорости и направления ветра. Распределение льда формируется под влиянием ветра и поверхностных течений [8-10].

На рис.1 дрейфующий лед захвачен циклоническим вихрем, в пределах которого продолжается ледообразование. Об этом свидетельствуют темные полосы ледяного сала и узкие светлые полосы блинчатого льда. Вытянутые по ветру узкие полосы ледяного сала видны в Уссурийском и Амурском заливах (рис. 2).

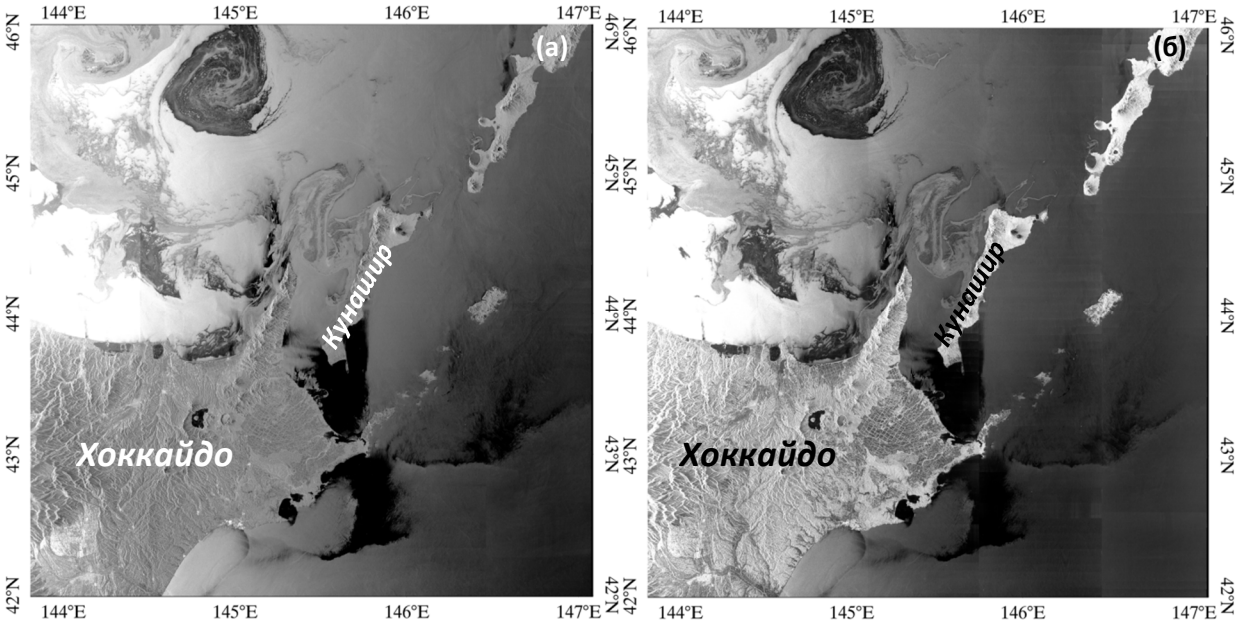


Рис.1. Изображения юго-западной части Охотского моря, полученные 30 января 2015 г. РСА PALSAR-2 со спутника ALOS-2 на ГГ (а) и ГВ (б) поляризациях

Высокое разрешение изображений PALSAR позволило выявить детальные характеристики ледяного покрова в Амурском и Уссурийском заливах [9].

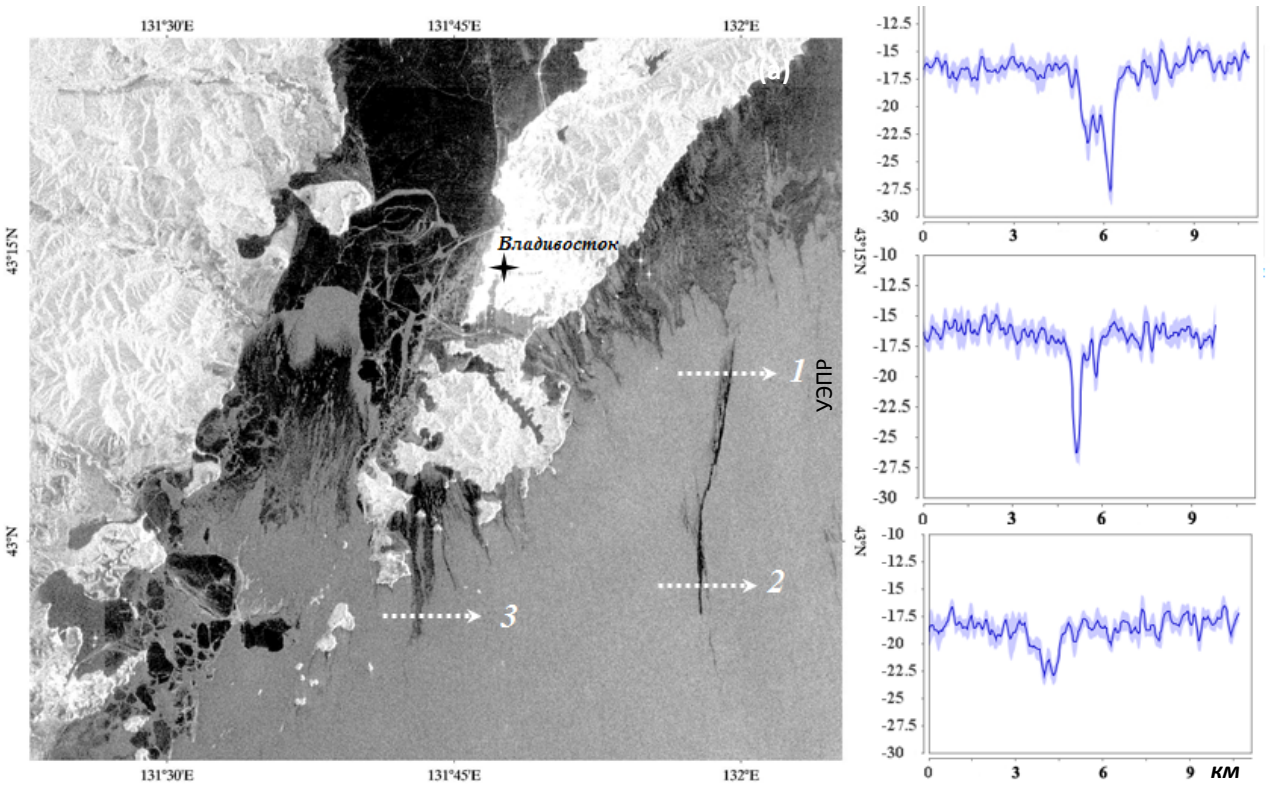


Рис.2. Зал. Петра Великого на изображении РСА PALSAR-2 на ГГ поляризации со спутника ALOS-2 30 декабря 2017 г. в 03:22 Гр. (а) и профили УЭПР вдоль сечений 1, 2 и 3 через полосы ледяного сала.

Нефтяные и биогенные пленки выглядят на изображениях РСА также, как полосы ледяного сала (рис.3). Поэтому необходим постоянный мониторинг на основе спутниковых РСА, работающих в различных диапазонах длин волн, районов добычи и транспортировки нефтепродуктов и рыбопромысловых операций в Охотском и Японском морях.

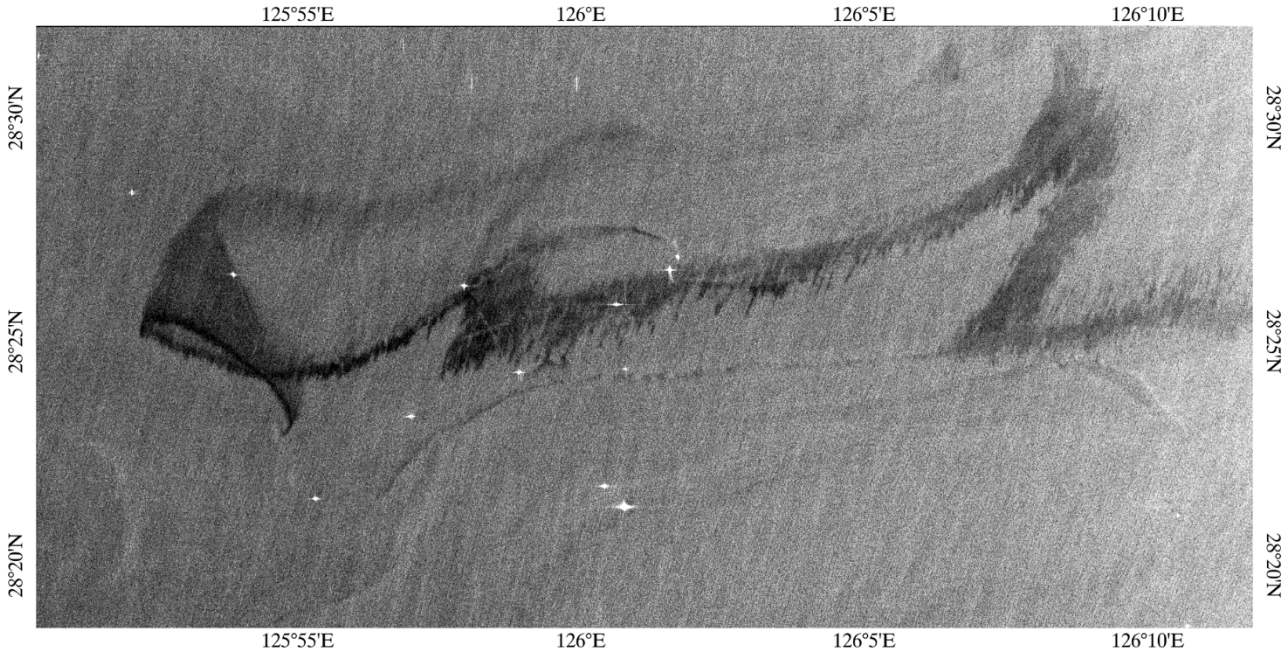


Рис.3. Разливы нефти в Восточно-Китайском море после аварии танкера Sanchi на изображении РСА PALSAR-2 на ГГ поляризации со спутника ALOS-2 18 января 2018 г. в 03:33 Гр.

Особую важность приобретает разработка методик, позволяющих определить природу зон пониженного РЛ-рассеяния в районах, где может наблюдаться ледяное сало и нефтяное загрязнение [10].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Спутниковые изображения, полученные поляризационными РСА L диапазона, могут быть применены для индикации различных видов морского льда.
2. Начальные виды льда (ледяное сало и др.) и пленки нефтепродуктов характеризуются низкими значениями УЭПР и уверенно выделяются на фоне взволнованной морской поверхности на изображениях РСА.
3. Необходима организация непрерывного мониторинга районов добычи нефти в море, районов транспортировки нефтепродуктом и вылова рыбы.
4. Должны быть разработаны критерии для классификации зон с низким уровнем рассеяния.

Список используемых источников

1. *Rosenqvist A., et al.* ALOS PALSAR: A pathfinder mission for global-scale monitoring of the environment // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 2007. – Vol. 45, №11. – P. 3307–3316.
2. *Rosenqvist A., et al. O*perational performance of the ALOS global systematic acquisition strategy and observation plan for ALOS-2 PALSAR-2 // Remote Sensing of Environment – 2014. – Vol. 155, №11. – P. 3307–3316.
3. *Shimada M., et al.* Calibration and validation of the PALSAR-2 // Proc. IGARSS (International Geoscience and Remote Sensing Symposium) 2015, Milan, Italy, July 26-31, 2015.
4. *Isoguchi O., Shimada M.* An L-band ocean geophysical model function derived from PALSAR // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 2009. – Vol. 47, №7. – P. 1925–1936.
5. *Dierking W.* Mapping of different sea ice regimes using images from Sentinel-1 and ALOS Synthetic Aperture Radar // IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing. – 2010. – Vol. 48, – № 3. – P. 1045–1058.
6. *Onstott R.G., Carsey F.D.* SAR and scatterometer signatures of sea ice. In Microwave Remote Sensing of Sea Ice (Geophysical Monograph 68). Washington, D.C.: American Geophysical Union, 1992. P. 73-104.
7. *Johansson A. M.* X-, C-, and L-band SAR signatures of newly formed sea ice in Arctic leads during winter and spring // Remote Sensing of Environment –2017, http://dx.doi.org/10.1016/j.rse.2017.10.032
8. *Mitnik L.M., Dubina V.A.* Interpretation of SAR signatures of the sea surface: Multisensor approach // Oceanography from Space. Dordrecht: Springer, 2010. P. 113–130.
9. *Митник Л.М., Кузлякина Ю.А.* Ледяной покров залива Петра Великого на изображениях РСА PALSAR со спутника ALOS // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 50-58.
10. *Митник Л.М., Хазанова Е.С.* Ледяной покров на шельфе Сахалина в районах добычи и транспортировки нефти // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. т. 13. № 2. С. 100-113.

С.В. Насонов
кандидат физико-математических наук;
Ю.С. Балин
кандидат физико-математических наук;
Г.П. Коханенко
кандидат физико-математических наук;
И.Э. Пеннер
Институт оптики атмосферы СО РАН, г. Томск

ЛАЗЕРНОЕ ЗОНДИРОВАНИЕ ОПТИКО-ФИЗИЧЕСКИХ ХАРАКТЕРИСТИК АЭРОЗОЛЬНЫХ ПОЛЕЙ АТМОСФЕРЫ ЛИДАРАМИ НАЗЕМНОГО И КОСМИЧЕСКОГО БАЗИРОВАНИЯ

В работе приведено описание развиваемых авторским коллективом лидарных методов и средств, используемых при проведении комплексных совместных экспериментов наземным и космическим лидарами. Описан пример согласованного эксперимента, проведенного в рамках выполнения международной программы LRMC-2017 (Lidar&Radiometer measurement campaign – 2017).

Ключевые слова: аэрозоль, лидар, CALIPSO, поляризация, упругое и комбинационное рассеяние.

ВВЕДЕНИЕ

Как известно, основным фактором, определяющим формирование климата нашей планеты, является количество солнечного излучения, поступившего в атмосферу. Облачные и аэрозольные поля в атмосфере в значительной степени определяют ее оптические свойства и являются одним из ключевых объектов в задачах исследования климата и прогнозирования погоды [1]. Поступающий в атмосферу аэрозоль имеет различное происхождение, что в свою очередь требует создания специализированных устройств для возможности круглосуточного и оперативного контроля частиц, столь широкого спектра размеров и форм. Мониторинг атмосферного аэрозоля является одной из важнейших предпосылок достоверного прогнозирования климатических изменений и решения экологических проблем.

Для задач оперативного обнаружения и идентификации аэрозольных полей атмосферы наиболее эффективны дистанционные лидарные методы, которые позволяют проводить мониторинг огромных территорий без отбора проб. Причем масштабы проведения необходимых комплексных исследований оптических и микрофизических характеристик аэрозоля могут изменяться от локальных наблюдений в одной точке (с помощью стационарных или передвижных мобильных установок), до исследований процессов крупномасштабного переноса атмосферных примесей (самолетные или спутниковые наблюдения).

В последние годы в различных странах формируются сети дистанционного зондирования, объединяющиеся для комплексного решения описанной проблемы и формируя совместные информационные системы, направленные на прогнозирование и контроль состояния окружающей среды. Примерами таких сетей являются EARLINET (European Aerosol Research Lidar Network), NDACC (Network for the Detection of Atmospheric Composition Change), GAW (Global Atmosphere Watch) и т.д. Мониторинг атмосферного аэрозоля и озона в регионах СНГ, начиная с 2006г., регулярно осуществляется с использованием сети лидарных станций CIS-LiNet, расположенных в России (представляет Центр лазерного зондирования Института оптики атмосферы СО РАН), Беларуси и Киргизии.

МЕТОДИКА И АППРАРАТУРА

Зондирование аэрозольных полей регулярно проводятся стационарным лидаром «ЛОЗА-S» с использованием двух длинах волн излучения лазера λ_1=1064 нм и λ_2= 532нм [2]. Прием упругого обратнорассеянного излучения на этих длинах волн осуществлялся в аналоговом режиме, а для λ_2 еще и в режиме счета фотонов. Кроме того, дополнительно регистрировался сигнал на смещенной длине волны λ_3=607 нм спонтанного комбинационного рассеяния (СКР)

в режиме счета фотонов. Предварительная интерпретация данных проводится на основе анализа вертикальных разрезов аэрозольных полей, выраженных в единицах отношения рассеяния (для λ_1=1064 нм). Кроме того, использование метода СКР, а также двух длин волн излучения дает возможность корректно восстанавливать количественные оптические характеристики атмосферы (коэффициент ослабления и соответственно аэрозольную оптическую толщу АОТ) из данных зондирования и проводить качественную оценку входящего в ее состав аэрозоля по параметру Ангстрема η(532/1064,z). Основное внимание проведенных исследований было обращено на изучение временного изменения вертикальной структуры аэрозольных полей и выявление физических механизмов их формирования.

На рисунке 1 представлена запись измерений, проведенных в период с 18:00 17 мая 2017 г. до 02:14 19 мая 2017 г. (время местное), в рамках выполнения международной научной программы LRMC-2017 (Lidar&Radiometer measurement campaign – 2017). Программа LRMC-2017 объединяет 48 научных групп из различных стран Америки, Европы, Азии и России. Причем единственным представителем от России в этой программе является коллектив Центра лазерного зондирования атмосферы Института оптики атмосферы СО РАН.

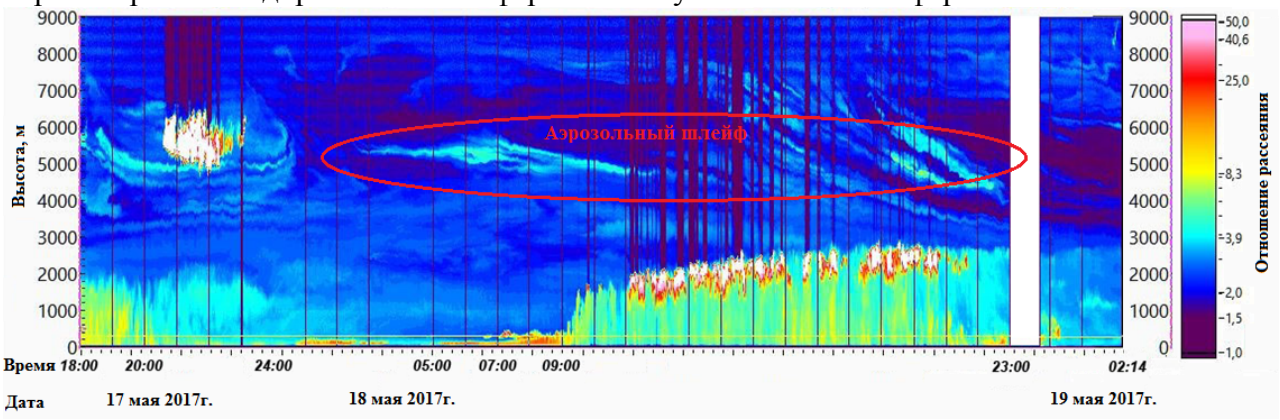


Рис. 1. Изображение пространственно-временной структуры аэрозольных полей, полученное лидаром «ЛОЗА-S» (для λ_1=1064 нм)

Рисунок представляет собой пространственно-временное распределение аэрозоля при зондировании вертикально вверх в Томске (широта: 56°29′ с.ш., долгота: 84°58′ в.д.). Единицы отношения рассеяния, приведенные в цветовой шкале справа на рисунке, отражают относительное содержание аэрозоля в атмосфере по отношению к составу молекулярного воздуха. Ночью с 17 на 18 мая пограничный слой атмосферы очищается, становится слабо и равномерно заполненным. В утренние часы, по мере дневного прогрева воздуха, приземный слой аэрозоля за счет турбулентного обмена начинает подниматься вверх, где днем 18 мая на высоте 1500-2000 м образуется облачность.

Отдельно был рассмотрен аэрозольный шлейф, обведенный на рисунке красным, на высоте 5 км. Данный шлейф имеет небольшие значения отношения рассеяния (2-4) и степени деполяризации (~0,1). На основе анализа лидарных данных (для двух длин волн λ_1=1064 нм и λ_2= 532нм), а также исследовав направления движения воздушных потоков на этой высоте, было выдвинуто предположение, что данный аэрозольный шлейф был образован частицами сгорания нефтяного факела и принесен с севера от места проведения эксперимента.

Мониторинг аэрозольных полей атмосферы, осуществляемый на основе спутниковых данных, предоставляет широкие возможности для исследований, прежде всего вследствие охвата больших территорий наблюдений. Одним из таких перспективных инструментов представляется поляризационный лидар Cloud-Aerosol Lidar with Orthogonal Polarization (CALIOP), расположенный на спутнике Cloud-Aerosol Lidar and Infrared Pathfinder Satellite Observations (CALIPSO).

В работе были привлечены данные моделирования распределения аэрозоля по результатам измерений спутника CALIPSO. Выбраны были спутниковые данные, полученные 19 мая 2017г. в 3:35 по местному времени. По данным спутниковых измерений, на высоте 5 км был зафиксировано наличие пылевого аэрозоля (рис. 2).

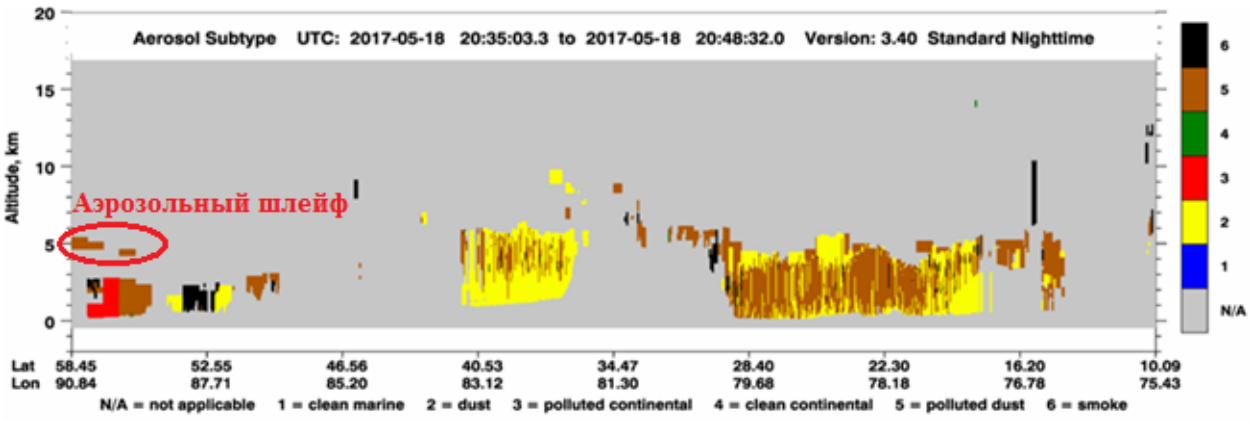


Рис. 2. Изображение пространственно-временного распределения типа аэрозоля, восстановленное из данных спутникового зондирования [3]

Приведенный в работе пример показывает необходимость проведения дальнейших согласованных и скоординированных спутниковых и наземных измерений, сопоставления результатов, с целью повышения точности получаемой об атмосферном аэрозоле информации.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Развитие лидарных методов и средств для координированных спутниковых и наземных измерений, проведение регулярных комплексных совместных экспериментов в 2017-2018гг., накопление данных об оптико-физических характеристиках аэрозольных образований атмосферы, анализ полученной информации будут способствовать изучению процессов формирования вертикальной структуры аэрозольных полей в атмосфере, механизмов их переноса и трансформации.

Исследование выполнено при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта №18-35-00274.

Список используемых источников

1. *Zuev V.V., Burlakov V.D., Nevzorov A.V., Pravdin V.L., Savelieva E.S., and Gerasimov V.V.* 30-year lidar observations of the stratospheric aerosol layer state over Tomsk (Western Siberia, Russia) // Atmospheric Chemistry and Physics.–V.17.–2017.–PP.3067-3081.

2. *Балин Ю.С., Коханенко Г.П., Клемашева М.Г., Пеннер И.Э., Насонов С.В., Самойлова С.В.* «ЛОЗА-С» – базовый лидар российского сегмента лидарных станций сети СНГ (CIS LiNet) // Оптика атмосферы и океана. – 2017. – Т. 30. № 12. – С. 1065-1068.

3. URL: https://www-calipso.larc.nasa.gov/ (дата обращения 27.05.2017).

И.М. Насртдинов,
кандидат физико-математических наук;
Т.Б. Журавлева,
доктор физико-математических наук;
А.Н. Дучко
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева СО РАН, г. Томск

МОДЕЛЬНЫЕ ОЦЕНКИ СПЕКТРАЛЬНО-УГЛОВЫХ ХАРАКТЕРИСТИК УХОДЯЩЕГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ С УЧЕТОМ ПРОСТРАНСТВЕННОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ОБЛАЧНОСТИ

В работе представлены результаты численного моделирования уходящего с верхней границы атмосферы ИК излучения в неоднородной облачности. Рассматриваются закономерности формирования полей яркости разорванной облачности в отдельных реализациях и результаты усреднения по ансамблю облачных полей.

ВВЕДЕНИЕ

В ИОА СО РАН развивается пакет программ MATHART (Monte CArlo Codes for THree-DimensionAl Radiative Transfer), предназначенный для теоретических исследований переноса излучения в атмосфере Земли [1]. Входящие в состав комплекса MATHART алгоритмы метода Монте-Карло обеспечивают вычисление радиационных характеристик (потоки и спектрально-угловые характеристики полей солнечного и теплового излучения) как в горизонтально однородной, так и горизонтально и вертикально неоднородной атмосфере Земли. Моделирование выполняется с учетом многократного рассеяния и поглощения облачными и аэрозольными частицами, молекулярного рассеяния и поглощения, а также отражения от подстилающей поверхности (ПП) в плоско параллельной и сферической моделях атмосферы. Учет молекулярного поглощения реализован с использованием метода k-распределений – в солнечном диапазоне спектра и метода рандомизации по частоте – в тепловом диапазоне.

В настоящей работе представлены результаты моделирования спектральной яркости неба в *тепловом* диапазоне при «наблюдениях» из космоса как для отдельных облачных полей (B_{cld}), так и усредненных по ансамблю реализаций облачности ($\langle B \rangle$).

МЕТОД РАСЧЕТА ПОЛЕЙ УХОДЯЩЕЙ ТЕПЛОВОЙ РАДИАЦИИ С УЧЕТОМ ГОРИЗОНТАЛЬНОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ ОБЛАКОВ

Модельные оценки спектрально-угловых характеристик полей уходящей тепловой радиации получены с использованием статистического алгоритма, реализованного в сферической модели атмосферы [2]. Моделирование реализаций разорванной облачности выполнялось с использованием пуассоновской модели [3]; облака аппроксимировались опрокинутыми усеченными параболоидами вращения.

Основой алгоритма вычисления интенсивности длинноволновой радиации является «рандомизация по частоте». При этом подходе выбранный спектральный интервал $\Delta\lambda$ разбивается на более узкие подынтервалы с высоким спектральным разрешением (0,005 см$^{-1}$), и при моделировании траектории фотона оптические характеристики неоднородной трехмерной среды при переходе от одного подынтервала к другому меняются только за счет вариаций коэффициента молекулярного поглощения, тогда как оптические характеристики аэрозоля, облаков, коэффициенты рэлеевского рассеяния, а также альбедо подстилающей поверхности (ПП) в узком спектральном интервале $\Delta\lambda$ остаются постоянными. Собственное излучение Земли и атмосферы рассчитывается как математическое ожидание по всему множеству траекторий, которое вычисляется в виде функции Планка только в тех точках столкновения, в которых имел место факт поглощения.

Моделирование средней по множеству реализаций интенсивности в солнечном и тепловом диапазонах спектра выполняется единообразно и основано на численном усреднении

стохастического уравнения переноса излучения (УПИ) с использованием «рандомизации по реализациям». На первом шаге алгоритма расчета средней интенсивности строится детерминированное облачное поле. Далее, для каждой из реализаций рассчитывается приближенное значение интенсивности излучения с использованием алгоритмов, развитых для решения УПИ в детерминированной неоднородной облачности в зависимости от интересующего спектрального диапазона. На завершающей стадии выполняется усреднение значений интенсивности излучения по ансамблю реализаций облачных полей.

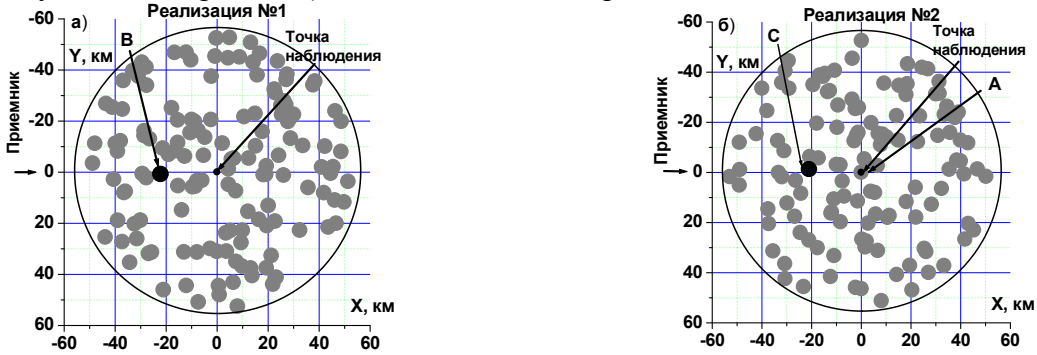
РЕЗУЛЬТАТЫ МОДЕЛИРОВАНИЯ

В данном разделе представлены результаты моделирования спектральной яркости уходящего излучения в ИК диапазоне с учетом конфигурации облаков в конкретных реализациях, а также результаты усреднения по ансамблю..

Отдельные облачные реализации. Радиационные расчеты выполнены с использованием двух реализаций с баллом облачности БО=3 (рис. 1а,б), одно из различий которых состояло в том, что в реализации №2 непосредственно над точкой наблюдения (ТН) на поверхности Земли находилось облако А (рис. 1б). Нижняя граница облачного поля площадью ~10000 км^2 равнялась 2 км, геометрическая толщина и радиус облаков составили 3 км. Оптические характеристики аэрозоля и облаков задавались согласно модели OPAC; коэффициент ослабления облаков и аэрозольная оптическая толщина при λ=0,55 мкм равнялись соответственно $\sigma_{cld} = 5$ км$^{-1}$ и $\tau_a = 0{,}15$. Свойства ПП соответствовали типу «смешанный лес»; в рассматриваемом спектральной диапазоне (6-14 мкм) величина альбедо ПП мала (<0,02). Направление линии визирования (ЛВ) описывается зенитным (VZA) и азимутальным (VAA=0) углами наблюдения.

В окне прозрачности 8-13 мкм при зенитном угле приемника VZA=0° в безоблачной атмосфере и реализации №1 отличие яркостей незначительно ($B_{cld}(R1) \approx B_{clr}$), т.к. условия наблюдения в этих ситуациях идентичны – ТН свободна от облаков (рис. 1в). В реализации №2 на ЛВ находится облако А, что обуславливает значительный спад интенсивности: $B_{cld}(R2) < B_{clr}$ (рис. 1в). Причинами этого, как и при наличии сплошной облачности, являются увеличение рассеянной радиации по сравнению с безоблачными условиями, а также экранирование облаком участка подстилающей поверхности и, следовательно, уменьшения вклада в регистрируемый сигнал прямого излучения ПП. В рассматриваемых ситуациях при увеличении зенитного угла приемника VZA=60° облака на ЛВ отсутствуют, следствием чего является сближение $B_{cld}(R1)$, $B_{cld}(R2)$ и B_{clr} (рис. 1г). Однако конфигурация облаков в обеих реализациях такова, что с дальнейшим возрастанием зенитного угла наблюдения (VZA=80°) ЛВ пересекает облака В и облако С (реализации №1, №2). Это приводит к близким значениям яркости облачных полей и - одновременно – к увеличению их отличий от B_{clr} (рис. 1д).

В полосе сильного поглощения атмосферными газами 6-8 мкм (H_2O, CH_4, O_2, N_2O) ввиду значительного увеличения оптической толщины молекулярного поглощения (особенно при наклонных углах зондирования) облака становятся практически «невидимыми».



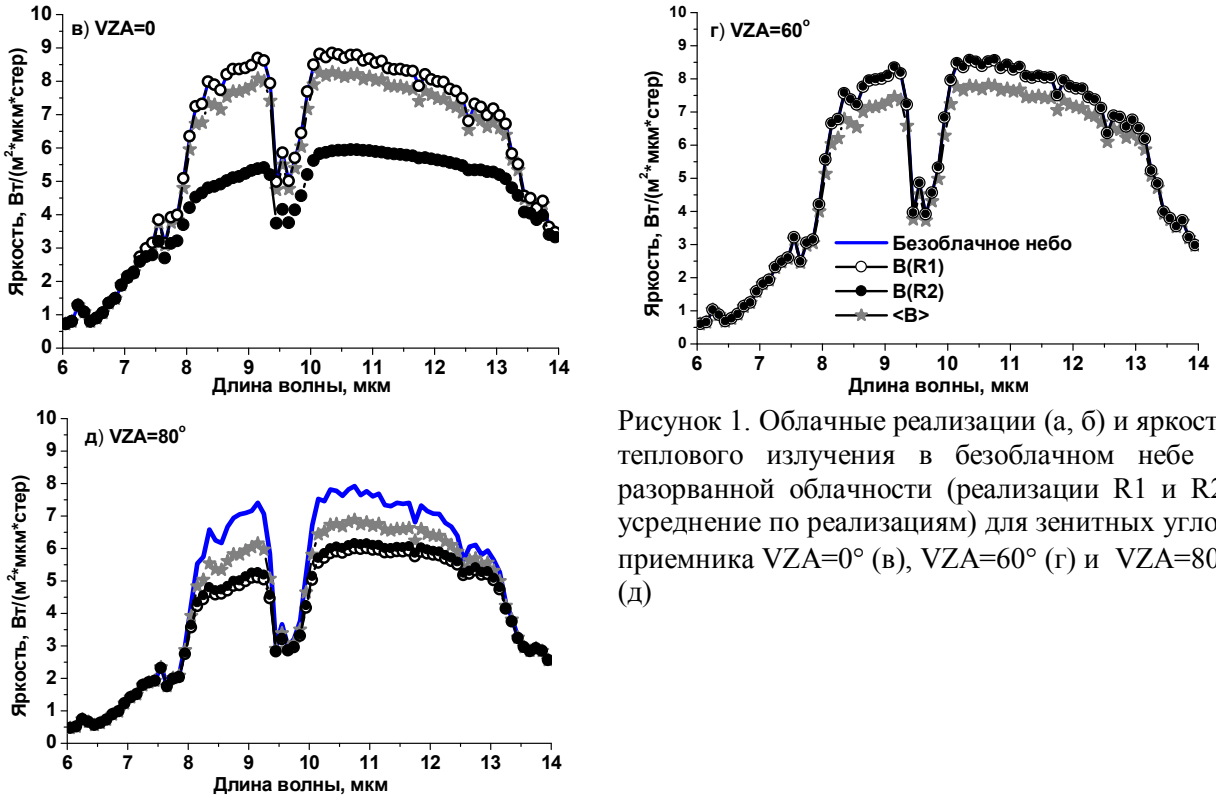
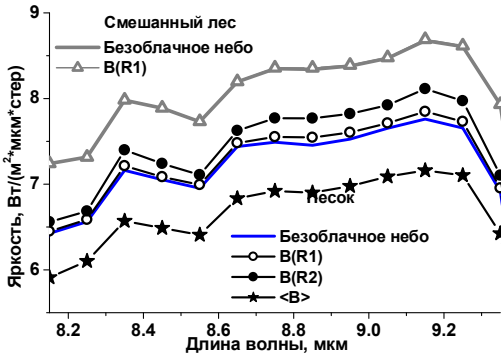


Рисунок 1. Облачные реализации (а, б) и яркость теплового излучения в безоблачном небе и разорванной облачности (реализации R1 и R2, усреднение по реализациям) для зенитных углов приемника VZA=0° (в), VZA=60° (г) и VZA=80° (д)

Рассмотрим, как меняется спектральная яркость атмосферы при изменении альбедо подстилающей поверхности $A_S(\lambda)$ (рис. 2). В диапазоне 8-10 мкм при переходе от ПП типа «смешанный лес» к ПП «песок» значение $A_S(\lambda)$ увеличивается от ~0,02 до ~0,1-0.2. Следствием этого является, с одной стороны, уменьшение излучательной способности ПП и, соответственно, вклада нерассеянного излучения от ПП в регистрируемую яркость атмосферы, а, с другой стороны, возрастание рассеянной радиации, обусловленной отражением от ПП. Как следует из результатов моделирования для зенитного угла детектора VZA=60°, в безоблачных условиях доминирующим фактором в формировании B_{clr} является уменьшение вклада ПП, и при переходе от «смешанного леса» к «песку» уходящее с верхней границы атмосферы излучение уменьшается. При появлении облачных полей для рассматриваемых реализаций R1 и R2 и подстилающей поверхности типа «песок» наблюдается увеличение B_{cld} относительно B_{clr} (в отличие от «смешанного леса»), хотя в направлении визирования облака отсутствуют. Мы предполагаем, что это приращение обусловлено блокированием облаками верхних, более холодных, слоев атмосферы. Отметим, что средняя интенсивность $\langle B \rangle$ при этом меньше B_{clr}, что, в первую очередь, обусловлено наличием в ансамбле облачных



реализаций таких полей, в которых облака находятся на линии визирования.

Рисунок 2 – Спектральная яркость уходящего теплового излучения для подстилающей поверхности типа «песок»; VZA=60°.

Усреднение по ансамблю облачных полей. На рисунке 3 представлены зависимости усредненной по ансамблю реализаций яркости уходящего излучения от балла облачности и

коэффициента ослабления облаков. Как и в случае отдельных реализаций, влияние параметров облачности на $\langle B \rangle$ проявляется в окне прозрачности 8-13 мкм. Очевидным фактом является уменьшение $\langle B \rangle$ с ростом балла облачности (рис. 3а). Отметим также, что - по крайней мере - начиная с оптической толщины облаков $\tau_{cld}(0{,}55\,\text{мкм}) = 15$ -отличия в средней интенсивности при заданных входных параметрах находятся в пределах относительной погрешности расчета (1-2%) (рис. 3б).

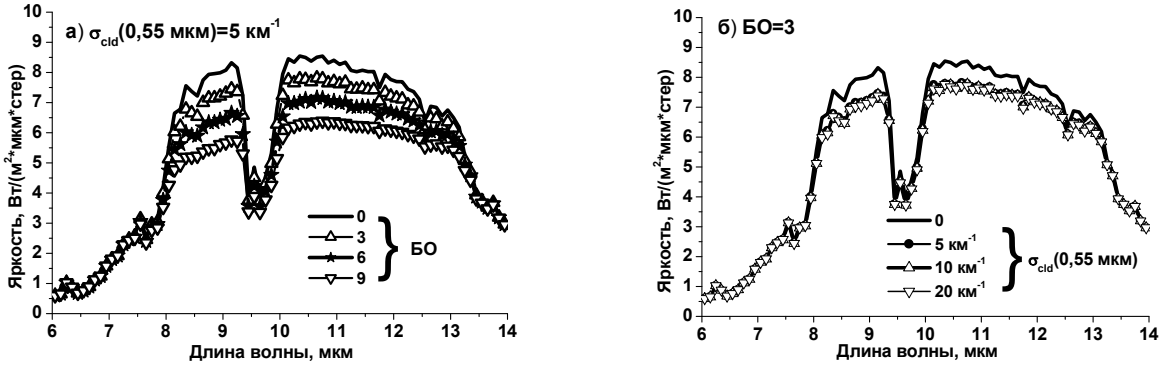


Рисунок 3 – Зависимость средней интенсивности $\langle B \rangle$ от балла облачности (а) и коэффициента ослабления облаков (б). Подстилающая поверхность – смешанный лес, VZA=60°

Работа выполнена при частичной финансовой поддержке гранта РФФИ (№ 16-01-00617а).

Список используемых источников

1. Журавлева Т.Б. Имитационное моделирование полей яркости неоднородной облачности в солнечном и ИК диапазонах спектра для различных схем пассивного спутникового зондирования: алгоритмы и некоторые результаты [Текст] / Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Артюшина А.В. // Настоящий сборник. 2018. С.

2. Журавлева Т.В. Влияние 3D эффектов облаков на пространственно-угловые характеристики поля отраженной солнечной радиации [Текст] / Журавлева Т.Б., Насртдинов И.М., Русскова Т.В. // Оптика атмосферы и океана. 2016. - Т. 29. № 09. - С. 758-766.

3. Зуев В.Е. Оптика атмосферы и климат [Текст] / Зуев В.Е., Титов Г.А. // Томск.: Изд-во Спектр ИОА СО РАН. 1996. - 271 с.

В. И. Оседло[1] *к.ф.-м.н.*,
В. А. Садовничий[1] *д.ф.-м.н., проф.*,
М. И. Панасюк[1] *д.ф.-м.н., проф.*,
В. М. Липунов[1] *д.ф.-м.н., проф.*,
В. В. Богомолов[1] *к.ф.-м.н.*,
Е. С. Горбовской[1] *к.ф.-м.н.*,
А. Ф. Юдин[1] *д.ф.-м.н.*,
В. В. Калегаев[1] *д.ф.-м.н.*,
П. А. Климов[1] *к.ф.-м.н.*,
В. Г. Корнилов[1] *к.ф.-м.н.*,
О. Ю. Перетятько[1],
В. Л. Петров[1],
М. В. Подзолко[1],
Е. П. Попова[1] *к.ф.-м.н.*,
С. И. Свертилов[1] *д.ф.-м.н.*,
И. В. Яшин[1] *к.ф.-м.н.*,
Л. А. Макриденко[2] *д.т.н.*,
С. И. Терехов[2],
О. С. Графодатский[3] *д.т.н.*,
С. А. Лемешевский[3] *к.э.н.*,
А. С. Кубанкин[4] *д.ф.-м.н., проф.*
[1] Московский государственный университет им. М. В. Ломоносова, osedlo@mail.ru.
[2] АО «Корпорация «ВНИИЭМ»»
[3] АО «Научно-производственное объединение им. С. А. Лавочкина»
[4] Белгородский государственный национальный исследовательский университет

ПРОЕКТ «УНИВЕРСАТ-СОКРАТ» ГРУППИРОВКИ МАЛЫХ СПУТНИКОВ ДЛЯ ОПЕРАТИВНОГО МОНИТОРИНГА ПРИРОДНЫХ И ТЕХНОГЕННЫХ КОСМИЧЕСКИХ УГРОЗ

Приводятся сведения о новом космическом проекте МГУ им. М. В. Ломоносова «Унивесат-СОКРАТ» создания группировки малых спутников для мониторинга в реальном времени радиационной обстановки и потенциально-опасных объектов естественного (астероиды, метеороиды) и техногенного происхождения (космический мусор) в околоземном пространстве, а также изучения вспышек оптического и ультрафиолетового излучения в атмосфере Земли и космических и атмосферных гамма-всплесков.

ВВЕДЕНИЕ

Естественная и техногенная космическая среда несёт серьёзные риски для осуществления автоматических и пилотируемых космических полётов.

В настоящее время МГУ им. М. В. Ломоносова в сотрудничестве с другими научными институтами и организациями аэрокосмической отрасли ведёт разработку проекта «Универсат-СОКРАТ»[4] группировки малых спутников для мониторинга естественных и техногенных космических угроз.

Одной из главных задач проектриуемой группировки является оперативный мониторинг околоземной радиации, главным образом потоков энергичных заряженных частиц, способных проникать внутрь корпуса космических аппаратов. Эти потоки на интервалах времени от

[4] Английская аббревиатура «Универсат» – University Satellites. СОКРАТ – русская аббревиатура: Система Оповещения Космической Радиационной, Астероидной и Техногенной опасности.

долей секунды до нескольких лет испытывают очень большие вариации относительно значений, которые дают существующие модели космической радиации. При этом текущие спутниковые измерения в основном осуществляются только для ограниченного числа орбит и диапазона питч-углов (угол между векторами скорости частицы и индукции магнитного поля). В рамках проекта «Универсат-СОКРАТ» несколько малых ИСЗ на разных орбитах должны давать измерения, которые позволят в режиме, близком к «реальному времени» реконструировать текущую картину пространственного распределения радиации в значительной области околоземного пространства.

Другой значительной угрозой являются космические объекты естественного (астероиды, метеороиды) и техногенного (космический мусор) происхождения. На данный момент число объектов техногенного происхождения, каталогизированных в базах данных систем предупреждения об опасных ситуациях в околоземном космическом пространстве, приближается к 20 тыс., и имеет тенденцию к дальнейшему росту. Число потенциально-опасных астероидов диаметром >100÷150 м, орбиты которых пересекают орбиту Земли на расстоянии <0.05 а. е, на основе данных космического телескопа WISE оценивается в ≈5000. Проект «Универсат-СОКРАТ» предусматривает наблюдение и обнаружение таких объектов при помощи установленных на ИСЗ широкоугольных оптических камер совместно с глобальной наземной сетью мини-телескопов МГУ «МАСТЕР».

Кроме того, проект предусматривает наблюдения в различных диапазонах длин волн транзиентных оптических явлений в атмосфере Земли, которые имеют различную не до конца выясненную природу и могут представлять опасность для атмосферных полётов. Также будут производиться наблюдения мощных гамма-вспышек во вселенной, которые при направленности в сторону Солнечной системы могут иметь катастрофические последствия для Земли.

СПУТНИКОВАЯ ГРУППИРОВКА

В рамках проекта «Универсат-СОКРАТ» несколько малых ИСЗ должны быть выведены (предположительно – с помощью попутного запуска) на разные специально подобранные орбиты. Предполагаемые орбиты спутниковой группировки показаны на рис. 1а.

Первый ИСЗ, имеющий несколько большую массу, будет запущен на круговую солнечно-синхронную орбиту (1) высотой ≈600 км, и нести на борту широкоугольные оптические камеры и сканирующий телескоп, ИК/УФ/гамма-детекторы для наблюдения электромагнитных транзиентных явления в атмосфере Земли и в космосе и детекторы радиации.

Оптические инструменты будут вести непрерывную съёмку пространства с частотой 5–7 кадров/сек. На борту ИСЗ будет функционировать программное обеспечение, осуществляющее обработку изображений, детекцию пролёта объекта и определение параметров его движения. Эти данные, имеющие малый объём, должны оперативно (в течение десятков секунд) передаваться с использованием спутниковых систем ретрансляции (низкоорбитальных Globalstar, Гонец; или геостационарных) в наземный центр данных МГУ, где они будут обработаны, и при необходимости к наблюдениям будет подключена глобальная сеть мини-телескопов МГУ «МАСТЕР» для точного определения параметров орбиты обнаруженного объекта.

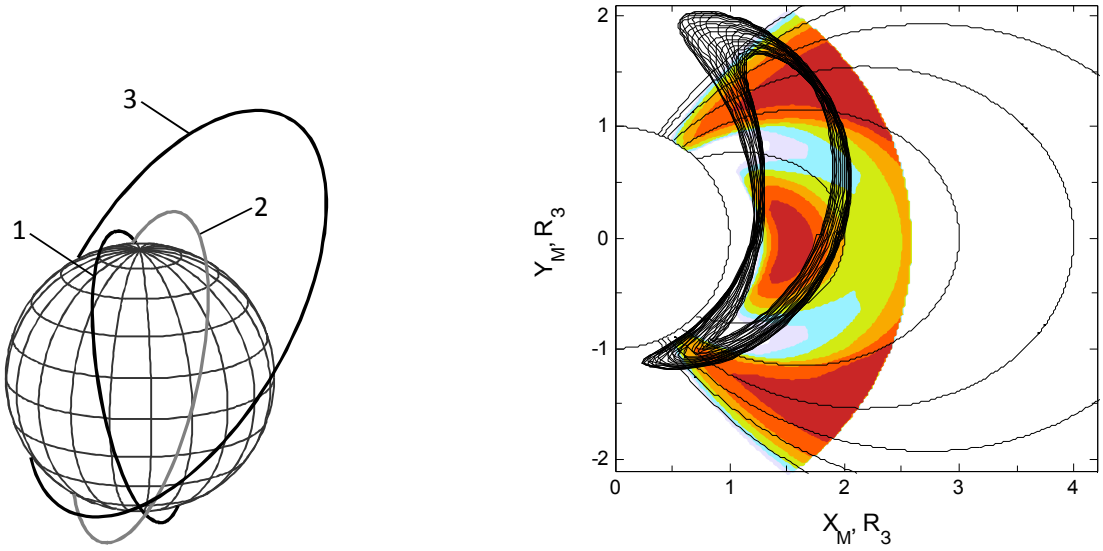


Рис. 1. Слева – орбиты ИСЗ: 1 – солнечно-синхронная орбита высотой 600 км; 2 – орбита высотой ≈1500 км и наклонением ≈80°; 3 – эллиптическая орбита с высотами перигея и апогея ≈600 и 8000 км, наклонением 63.4° и аргументом перигея ≈310° Справа — проекция эллиптической орбиты на плоскость магнитного меридиана; показаны L-оболочки L = 1, 2, 3, 4, 5, 6, 7; и цветом – модельные потоки электронов с E > 2 МэВ.

Ещё два малых ИСЗ будут выведены на эллиптическую орбиту (3) с высотами перигея и апогея ≈600 и 8000 км, наклонением 63.4°, аргументом перигея ≈310° и периодом 3 часа, и осуществлять измерения с помощью многонаправленных спектрометров энергичных протонов и электронов. Как видно из рис. 1б, данная орбита пересекает большой диапазон дрейфовых оболочек движения частиц вплоть до L = 5–7 (на которых находятся орбиты ГЛОНАСС и геостационарная) на разных низких и средних высотах. На основе этих измерений, с использованием известных теоретических и эмпирических закономерностей высотного хода потоков и моделей магнитного поля Земли может строиться текущая 3-мерная картина пространственного распределения потоков протонов и электронов во всей области указанных дрейфовых оболочек [1, 2]. Данные этих измерений также должны оперативно передаваться на Землю, но приемлема задержка в десятки минут (в худшем случае – единицы часов), поэтому могут использоваться спутниковые системы ретрансляции, либо сеть наземных станций приёма.

В качестве варианта, рассматривается запуск одного из этих ИСЗ вместо эллиптической орбиты на круговую орбиту (2) высотой ≈1500 км или эллиптическую с высотами 800–2000 км и наклонением ≈80°. Опционально данные ИСЗ могут нести широкоугольные камеры и/или гамма-детекторы.

ИНСТРУМЕНТЫ

Инструмент для радиационного мониторинга представляет собой спектрометр протонов с энергиями от 1 до >160 МэВ и электронов с энергиями 0.15–10 МэВ. Прибор для проекта «Универсат-СОКРАТ» представляет собой дальнейшее развитие серии приборов НИИЯФ МГУ, установленных на ИСЗ «Метеор-М» и «Электро-Л».

Основным элементом спектрометра является сборка типа «телескопа», включающая несколько полупроводниковых и сцинтилляционных детекторов разной толщины, расположенных один под другим на единой оси (рис. 2, слева). Заряженные частицы, попадая в детектор, выделяют в нём энергию, которая преобразуется в электрический импульс пропорциональной величины. В приборе также находятся электронные логические системы, работающие на принципе совпадений и антисовпадений электрических импульсов от разных детекторов. Такая схема позволяет определять сорт частицы (электрон, протон), её энергию, и частично отсеивать боковые прохождения частиц (через корпус телескопа).

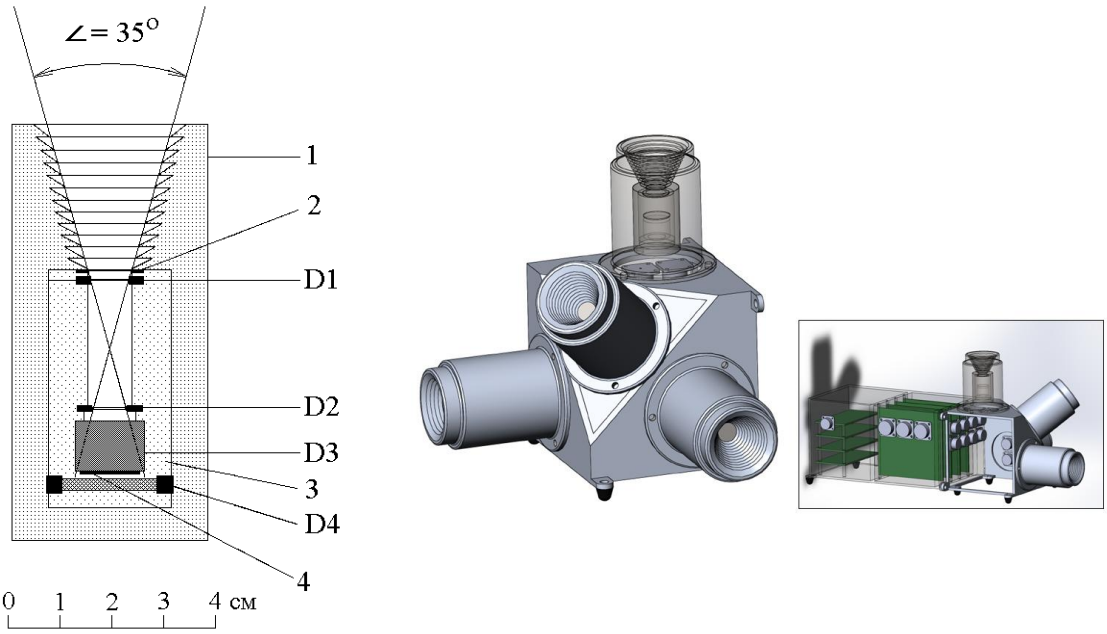


Рис. 2. Слева – схема телескопа спектрометра протонов и электронов: 1 – корпус, 2 – фольга ≈10 мкм Si, 3 – изолятор, D1, D2, D4 – полупроводниковые (Si) детекторы, D3 – сцинтилляционный (CsI(Tl)) детектор, 4 – фотодиод. Справа – возможный общий вид прибора с несколькими разнонаправленными телескопами.

На ИСЗ для радиационного мониторинга будут использоваться несколько разнонаправленных телескопов для регистрации частиц с разными питч-углами, которые могут быть скомпонованы в одном корпусе с общим блоком электроники (рис. 2 – справа). Общая масса прибора <10 кг, энергопотребление <15 Вт, объём передаваемых данных <10 МБ/сутки.

Также на ИСЗ должен быть установлен 3-компонентный магнитометр.

Для оптических наблюдений космических объектов предполагается использовать оптические камеры широкого поля зрения ≈1000 кв. град. и сканирующий телескоп с полем зрения до 100 кв. град. Широкоугольные оптические камеры прошли успешную эксплуатацию на борту научно-исследовательского спутника МГУ «Ломоносов» (рис. 3) [3]. Параметры широкоугольных камер: диаметр входного окна 120–250 мм, поле зрения ~20x40°, используется 12-мегапиксельная ПЗС матрица 24x36 мм, чувствительность до 12–13-й звёздной величины, длина оптической системы 300 мм, масса камеры 10 кг.



Рис. 3. Блоки оптических камер широкого поля зрения «ШОК», установленные на ИСЗ «Ломоносов».

Для сканирующего телескопа в проекте «Универсат-СОКРАТ» планируется обеспечить

чувствительность до 19–20-й звёздной величины, такую же, как у телескопов глобальной наземной сети «МАСТЕР» [4, 5]. Такой чувствительности достаточно для обнаружения космического тела размерами 50 м за 3–7 дней до подлёта к Земле.

Для наблюдения транзиентных световых явлений в атмосфере Земли и мощных гамма-вспышек во вселенной проекте «Универсат-СОКРАТ» будут применяться детекторы ИК-, УФ- и гамма-излучения, которые использовались для аналогичных наблюдений на ИСЗ «Вернов» и «Ломоносов» [6–9]

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Успешная реализация проекта позволит решить следующие задачи:

– мониторинг в реальном времени радиационной обстановки в значительной области околоземного пространства для определения текущих рисков при осуществлении космических полётов;

– получение экспериментальных данных для верификации существующих и создания новых, в т. ч. динамических моделей радиационных поясов и решения проблем физики магнитосферы Земли;

– контроль и обнаружение потенциально-опасных космических объектов естественного и техногенного происхождения;

– экспериментальное изучение электромагнитных транзиентных явлений в атмосфере Земли и во вселенной.

Работа ведётся при финансовой поддержке Минобрнауки России, контракт №RFMEFI60717X0175.

Список используемых источников

1. Оперативный радиационный мониторинг в околоземном космическом пространстве на базе многоярусной группировки малых космических аппаратов / М. И. Панасюк, М. В. Подзолко, А. С. Ковтюх и др. Космические исследования, т. 53, № 6, с. 461–468, 2015.
2. Оптимизация измерений потоков частиц радиационных поясов Земли / М. И. Панасюк, М. В. Подзолко, А. С. Ковтюх и др. Космические исследования, т. 55, № 2, с. 85–93, 2017.
3. SHOK – the first Russian wide-field optical camera in space / V. M. Lipunov, E. S. Gorbovskoy, V. G. Kornilov et al. Space Science Review, v. 214, article 6, 2018, .
4. Master Robotic Net / V. V. Lipunov, V. G. Kornilov, E. S. Gorbovkoy et al. Advances in Astronomy, article 349171, 2010.
5. Robotic optical telescopes global network MASTER II. Equipment, structure, algorithms / V. G. Kornilov, V. M. Lipunov, E. S. Gorbovskoy et al. Experimental Astronomy, v. 33, No. 1, 173–196, 2012.
6. Космические эксперименты на борту спутника МГУ «Ломоносов» / Садовничий В. А., Амелюшкин А. М., Ангелопулос В. и др. Космические исследования, т. 51, № 6, с. 470–477, 2013.
7. Эксперимент на спутнике «Вернов»: транзиентные энергичные процессы в атмосфере и магнитосфере Земли. Ч.I. Описание эксперимента / Панасюк М. И., Свертилов С. И., Богомолов В. В. и др. Космические исследования, т. 54, № 4, с. 277–285, 2016.
8. Эксперимент на спутнике «Вернов»: транзиентные энергичные процессы в атмосфере и магнитосфере Земли. Ч.II. Первые результаты / Панасюк М. И., Свертилов С. И., Богомолов В. В. и др. Космические исследования, т. 54, № 5, с. 369–376, 2016.
9. Wide-field gamma-spectrometer BDRG: GRB monitor on-board the Lomonosov mission / Svertilov S. I., Panasyuk M. I., Bogomolov V. V. et al. Space Science Review, v. 2014, article 8, 2018.

Н.П. Перевалова
доктор физико-математических наук
Г.А. Жеребцов
доктор физико-математических наук;
Институт солнечно-земной физики СО РАН, г. Иркутск

ВОЗМОЖНОСТИ МОНИТОРИНГА АВАРИЙНЫХ ЗАПУСКОВ КОСМИЧЕСКИХ АППАРАТОВ С ПОМОЩЬЮ НАВИГАЦИОННЫХ СИСТЕМ GPS/ГЛОНАСС

По данным GPS/ГЛОНАСС выявлено отличие формы отклика ионосферы на запуски, сопровождавшиеся разрушением ракеты-носителя в верхней атмосфере. Показано, что возмущения в форме волновых пакетов свидетельствуют о взрывном характере воздействия запуска на ионосферу. Данный эффект может использоваться для обнаружения взрывных возмущений ионосферы во время аварийных запусков космических аппаратов.

Ключевые слова: GPS, ГЛОНАСС, запуски космических аппаратов, ионосферные возмущения

ВВЕДЕНИЕ

Способы регистрации ионосферных возмущений, вызванных естественными и техногенными источниками, с помощью сигналов глобальных навигационных спутниковых систем (ГНСС) GPS, ГЛОНАСС разработаны и активно используются с конца 90-х годов прошлого века. Установлено, что локализованный импульсный источник (взрыв, землетрясение) вызывает генерацию акустико-гравитационных волн (АГВ) в атмосфере, которые проявляются в ионосфере в виде перемещающихся волновых пакетов (ПВП) и наблюдаются с помощью сигналов GPS [1, 2]. ПВП распространяются в направлении от эпицентра, имея кольцевой фронт. По данным GPS неоднократно регистрировались также перемещающиеся ионосферные возмущения (ПИВ), генерируемые при запусках космических аппаратов (КА). Исследования ряда авторов [1, 3-4] показали, что при успешных (штатных) запусках независимо от типа ракеты-носителя (РН), местного времени и сезона возмущения в ионосфере имеют форму одиночных биполярных импульсов и являются следствием ударной акустической волны (УАВ), которая образуется в результате сверхзвукового движения РН в верхней атмосфере. Характерные периоды ПИВ, вызванных запусками КА, составляют 5-10 мин. Азимут перемещения ПИВ практически совпадает с азимутом нормали к горизонтальной проекции траектории движения РН. При изучении откликов ионосферы на запуски КА до сих пор, практически, не уделялось внимания анализу формы зарегистрированных возмущений. В тоже время регистрация в вариациях ионосферных параметров ПВП вместо уединенного импульса может свидетельствовать о взрыве, сопровождавшем неуспешный запуск КА. Целью настоящего исследования является оценка возможности обнаружения взрывных воздействий на ионосферу во время аварийных запусков КА на основе анализа формы возмущений, зарегистрированных с помощью сигналов ГНСС.

ОБРАБОТКА ДАННЫХ ГНСС ДЛЯ ВЫДЕЛЕНИЯ ВЗРЫВНЫХ ВОЗМУЩЕНИЙ ИОНОСФЕРЫ ВО ВРЕМЯ АВАРИЙНЫХ ЗАПУСКОВ

Способы обнаружения ионосферных возмущений по данным ГНСС основаны на том, что в ионосфере навигационные радиосигналы испытывают задержку, величина которой пропорциональна значению полного электронного содержания (ПЭС) вдоль луча "приемник ГНСС - спутник ГНСС". Схема регистрации отклика ионосферы на запуск КА с помощью сигналов ГНСС представлена на рис. 1а. Спутники ГНСС излучают непрерывные сигналы на двух несущих частотах f_1 и f_2. С помощью двухчастотного приемника ГНСС регистрируется время распространения радиосигнала (кодовые измерения) и фазовые задержки L_1 и L_2 (фазовые измерения) навигационных сигналов на соответствующих несущих частотах. По значениям задержек L_1 и L_2 рассчитывается величина вариаций ПЭС [1, 5]. Фазовые измерения

обеспечивают высокую точность регистрации вариаций ПЭС (ошибка расчета ПЭС не превосходит 0.01 TECU, где 1 TECU = 10^{16} м$^{-2}$) [1, 5].

Ввиду интегрального характера ПЭС существует неопределенность в его высотной локализации. Для разрешения этой неопределенности принято считать, что ПЭС формируется в точке пересечения луча "приемник ГНСС - спутник ГНСС" с тонким слоем на высоте h_{max} главного максимума ионосферы (ионосферная точка, ИТ) (рис. 1а) [1, 5]. Координаты ИТ рассчитываются для высоты h_{max} на основе навигационных данных, передваиваемых спутником ГНСС.

Для выделения возмущений, вызванных запуском КА, временные ряды вариаций ПЭС I(t), рассчитанные на основе двухчастотных фазовых измерений, подвергаются фильтрации методом скользящего среднего в диапазоне периодов 1-10 мин [1]. Отфильтрованные вариации ПЭС dI(t) в день запуска сравниваются с поведением ПЭС в предыдущий день. За возмущение, вызванное запуском КА, принимается сигнал, превышающий уровень фоновых колебаний ПЭС и отсутствующий в контрольный предыдущий день.

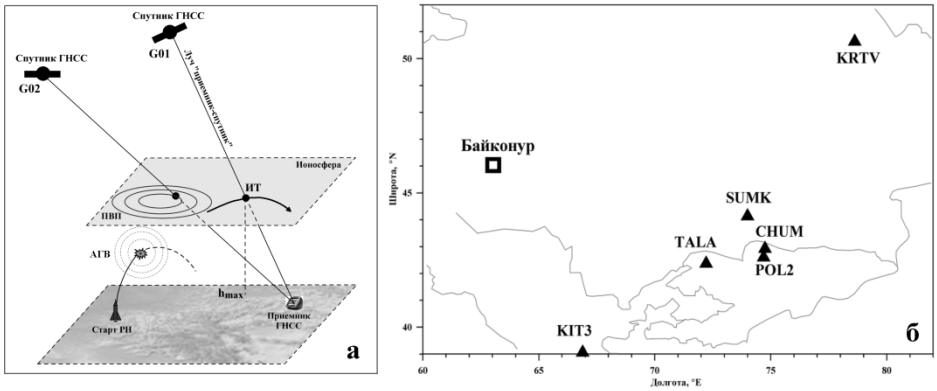


Рис. 1. Схема зондирования ионосферы сигналами ГНСС (а). Толстой черной линией показана траектория ионосферной точки (ИТ) на высоте h_{max}, отражающая перемещение ГНСС-спутника G01. Расположение станций ГНСС в районе космодрома Байконур (б).

С целью выявления взрывного характера ионосферных возмущений нами предложено проводить анализ формы выделенного возмущения ПЭС [6]. Анализ выполняется для станций, расположенных наиболее близко к траектории полета РН. Одиночный импульс (один максимум, один минимум) в отфильтрованных вариациях ПЭС свидетельствует о прохождении УАВ, вызванной сверхзвуковым движением РН на разгонном участке траектории. Волновой пакет (несколько минимумов и максимумов с различной амплитудой в колебаниях ПЭС) указывает на распространение АГВ, вызванных взрывом.

ИОНОСФЕРНЫЕ ВОЗМУЩЕНИЯ, ВЫЗВАННЫЕ АВАРИЙНЫМИ ЗАПУСКАМИ С КОСМОДРОМА БАЙКОНУР

Апробация предложенного метода обнаружения взрывных возмущений ионосферы выполнена на примере аварийных запусков КА с космодрома Байконур. Вариации ПЭС рассчитывались на основе данных станций ГНСС, входящих в Международную сеть IGS и расположенных в районе космодрома Байконур. Расположение станций ГНСС показано на рис. 1б. Данные этих станций доступны на сайте аналитического центра IGS [http://sopac.ucsd.edu]. Временное разрешение данных 30 с.

По сообщению Госкорпорации "РОСКОСМОС" [www.roscosmos.ru/21481/] 28.04.2015 во время запуска РН "Союз-2.1А" с транспортным грузовым кораблем (ТГК) "Прогресс М-27М" произошло нештатное разделение 3-й ступени РН и ТГК, в результате чего корабль был выведен на орбиту с параметрами, отличными от расчетных. Старт РН был выполнен в 10:09 по московскому времени, что соответствует 07:09 UT. Возмущение ПЭС, зарегистрированное 28.04.2015 на ГНСС-станции KRTV (спутник GPS G09), показано на рис. 2а. Возмущение имеет характерную импульсную форму, близкую к форме УАВ. Подобные возмущения были обнаружены в этот день в период 07:21-07:54 UT еще на девяти лучах "приемник ГНСС -

спутник ГНСС". Средний период возмущений составил 8.8 мин; средняя амплитуда - 0.13 TECU, что превышало уровень фоновых колебаний в контрольный день. Таким образом, параметры (форма, амплитуда, период) возмущений ПЭС во время аварийного запуска 28.04.2015 близки к типичным характеристикам возмущений, наблюдаемых во время штатных запусков [1, 3-4].

По сообщению Госкорпорации "РОСКОСМОС" [www.roscosmos.ru/21491/] 16.05.2015 во время запуска РН "Протон-М" со спутником "МекСат-1" была зафиксирована нештатная работа двигателей третьей ступени РН, при этом третья ступень, разгонный блок и космический аппарат практически полностью сгорели в атмосфере. Старт РН был выполнен в 08:47 по московскому времени (05:48 UT). Возмущение ПЭС, зарегистрированное 16.05.2015 на станции KRTV (спутник GPS G10), приведено на рис. 2б (в качестве контрольного дня использован день 14.05.2015, т.к. 15.05.2015 отсутствуют данные измерений на станции KRTV). Аналогичные возмущения наблюдались 16.05.2015 еще на шести лучах "приемник ГНСС - спутник ГНСС" в период 05:58-06:27 UT. Возмущения имели средний период 10.3 мин и среднюю амплитуду 0.14 TECU, превышавшую уровень фоновых колебаний в контрольный день. Как видно, возмущения 16.05.2015 имели форму волновых пакетов, что существенно отличается как от формы возмущений во время аварийного запуска 28.04.2015, так и от формы возмущений, вызываемых штатными запусками КА [1, 3-4]. Возмущение в форме ПВП говорит о том, что 16.05.2015 воздействие запуска КА на ионосферу носило взрывной характер.

В заключение нами выполнен предварительный анализ семи аварийных запусков с космодрома Байконур, состоявшихся по данным "РОСКОСМОС" в 2010-2014 гг. [http://www.roscosmos.ru/launch/]. Из семи указанных запусков разрушение РН и КА зафиксировано 02.07.2013 (произошло падение РН на территории космодрома [http://www.roscosmos.ru/19657/]) и 16.05.2014 (зарегистрировано разрушение третьей ступени РН [http://www.roscosmos.ru/20584/]). В результате остальных пяти запусков КА были выведены на нерасчетные орбиты. Анализ вариаций ПЭС, как и следовало ожидать, не выявил возмущений, связанных с запуском 02.07.2013, т.к. разрушение произошло на малой высоте вблизи стартовой площадки. Во время запуска 16.05.2014 на ГНСС-станциях KRTV и NVSK в вариациях ПЭС обнаружены возмущения в виде ПВП, свидетельствующие о взрывном характере воздействия запуска на ионосферу. В остальных случаях характер возмущений ПЭС был близок к характеру возмущений, вызываемых штатными запусками.

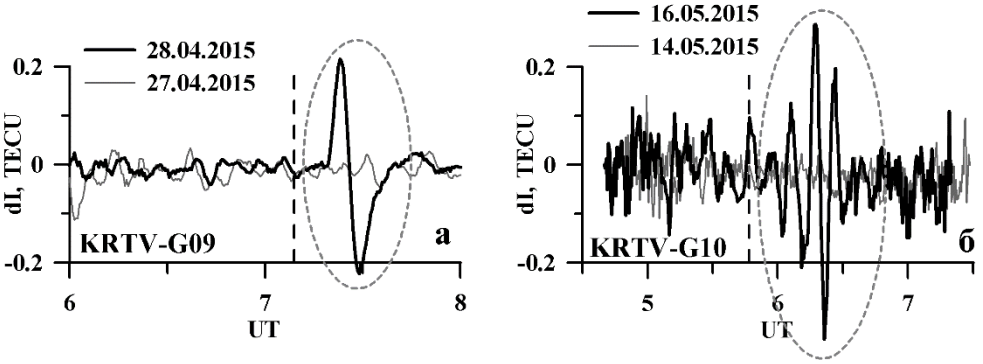


Рис. 2. Возмущения ПЭС на лучах "приемник ГНСС- спутник ГНСС" KRTV-G09 (а), KRTV-G10 (б). Вертикальной пунктирной линией отмечен момент запуска. Тонкими серыми линиями даны возмущения ПЭС в контрольные дни.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Исследование с помощью сигналов ГНСС возмущений ПЭС, вызванных нештатными запусками КА с космодрома Байконур, выявило отличие формы отклика ПЭС на запуски, сопровождавшиеся разрушением РН и КА в верхней атмосфере. Показано, что наличие возмущений ПЭС в форме волновых пакетов свидетельствует о взрывном характере воздействия запуска КА на ионосферу. Установленный эффект может использоваться для

обнаружения взрывных возмущений ионосферы во время аварийных запусков КА. Работа выполнена в рамках базового финансирования программы ФНИ II.16.

Список используемых источников

1. *Афраймович Э.Л., Перевалова Н.П.* GPS-мониторинг верхней атмосферы Земли. - Иркутск: Изд-во ГУ НЦ РВХ ВСНЦ СО РАМН. - 2006. - 480 с.
2. *Tsugawa T., Saito A., Otsuka Y. et al.* Ionospheric disturbances detected by GPS total electron content observation after the 2011 off the Pacific coast of Tohoku Earthquake // Earth Planets Space. - 2011. - № 63. - P. 875-879.
3. *Calais E., Minster J.B.* GPS detection of ionospheric perturbations following a Space Shuttle ascent // Geophys. Res. Let. - 1996. - V. 23. - P. 1897-1900.
4. *Kakinami Y., Yamamoto M., Chen C.H., Watanabe S., Lin C., Liu J.Y., Habu H.* Ionospheric disturbances induced by a missile launched from North Korea on 12 December 2012 // J. Geophys. Res. Space. Phys. - 2013. - V. 118. - P. 1-6.
5. *Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J.* Global Positioning System: Theory and Practice. - New York: Springer-Verlag Wien. - 1992. - 327 p.
6. *Жеребцов Г.А., Перевалова Н.П.* Способ обнаружения возмущений ионосферы, вызванных запусками космических аппаратов / Патент на изобретение № 2624911. Дата государственной регистрации 10 июля 2017 г.

Поляков А.В.,
Виролайнен Я.А.,
Макарова М.В.,
Тимофеев Ю.М.

ОЦЕНКИ ОБЩЕГО СОДЕРЖАНИЯ ФРЕОНОВ НА ОСНОВЕ ИК ИЗМЕРЕНИЙ СОЛНЕЧНЫХ СПЕКТРОВ ВЫСОКОГО РАЗРЕШЕНИЯ

Выполнен анализ возможности оценки общего содержания (ОС) фреонов (CFC-11, CFC-12, HCFC-22) на основе наземных измерений спектров солнечного излучения высокого спектрального разрешения в Петергофе. Показано, что вследствие невысокой информативности спектральных измерений относительно содержания исследуемых газов получаемые оценки ОС могут быть в значительной степени чувствительны к априорной информации и параметрам решения обратной задачи. Подобная чувствительность может привести к появлению различных закономерностей в результатах наблюдений, связанных с изменениями параметров измерений, а не действительного содержания исследуемых газов.

Предложена оптимизированная с учетом указанных обстоятельств методика обработки спектрометрических данных для получения оценок ОС перечисленных выше газов. Получены временные ряды измерений ОС фреонов за период с 2009г. по настоящее время, а также предварительные оценки трендов этих рядов.

Измерения были выполнены при финансировании гранта РНФ No. №14-17-00096, обработка и анализ данных при финансирование гранта РФФИ .

А.А.Свинарчук,
кандидат технических наук;
А.С. Тимощук
кандидат технических наук;
ВКА им.А.Ф. Можайского

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ БЕСПИЛОТНЫХ ЛЕТАТЕЛЬНЫХ АППАРАТОВ ДЛЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ АВИАЦИИ

Предложены варианты использования беспилотных летательных аппаратов для метеорологического обеспечения авиации. Представлены основные достоинства и недостатки использования беспилотных летательных аппаратов в Вооруженных Силах Российской Федерации. Приведены некоторые задачи, решение которых стало возможным после появления беспилотных летательных аппаратов, представлены их технические характеристики. На основании полученных результатов, предложены варианты использования беспилотных летательных аппаратов при решении задач обеспечения безопасности полетов авиации, задач модифицирования облаков и туманов, маскировки объектов. Даны оценки экономической эффективности при использовании беспилотных летательных аппаратов.

Ключевые слова: беспилотные летательные аппараты, метеорологическое обеспечение, авиация, модифицирование атмосферы.

ВВЕДЕНИЕ

Метеорологическое обеспечение является одним из видов оперативного (боевого) обеспечения, боевой и учебно-боевой подготовки объединений, соединений, частей Вооруженных Сил Российской Федерации (ВС РФ). В ряде случаев выполнение задач метеорологического обеспечения (например, метеорологическое обеспечение ВТО в районах военных (боевых) действий), с использованием контактных метеорологических средств может оказаться невозможным или неэффективным по критериям оперативности и безопасности. При таких обстоятельствах установка на беспилотных летательных аппаратах (БЛА) технических средств метеорологического назначения, пригодных по своим тактико-техническим характеристикам для решения задач метеорологического обеспечения ВС РФ является весьма актуальной задачей.

КЛАССИФИКАЦИЯ БЛА

Развитие технологий за последние десятилетие позволило создать миниатюрные летательные аппараты многоразового применения, которые могут совершать полеты в атмосфере без пилота. Такие летательные аппараты называют беспилотными летательными аппаратами. Эти аппараты можно классифицировать:

1. По принципам управления:

– управление БЛА осуществляется дистанционно по радиоканалу;

– управление осуществляется посредством заранее заложенных в бортовую память компьютера карт местности и принимаемых сигналов со спутников глобального позиционирования GPS/ГЛОНАСС;

– гибридное управление.

2. По дальности действия и грузоподъёмности:

– различают микро- и мини-БЛА ближнего радиуса действия (взлётная масса до 5 кг, дальность действия до 25–40 км);

– лёгкие БЛА малого радиуса действия (взлётная масса 5–50 кг, дальность действия 10–70 км);

– лёгкие БЛА среднего радиуса действия (взлётная масса 50–100 кг, дальность действия 70–150 км, некоторые виды до 250 км);

– средние БЛА (взлётная масса 100–300 кг, дальность действия 150–1000 км); среднетяжёлые БЛА (взлётная масса 300–500 кг, дальность действия 70–300 км); тяжёлые БЛА среднего радиуса действия (взлётная масса более 500 кг, дальность действия 70–300 км);

– тяжёлые БЛА большой продолжительности полёта (взлётная масса более 1500 кг, дальность действия около 1500 км);

– беспилотные боевые самолёты (взлётная масса более 500 кг, дальность действия около 1500 км) [1].

Применение БЛА в ВС РФ позволяет решать целый круг важных задач таких как:

– ведение видеонаблюдения, для корректировки огня на поле боя;

– ударов по наземным и воздушным целям посредством ракетного вооружения;

– ведение с помощью БЛА РЭБ (для целей радиоэлектронной борьбы);

– перевозка грузов;

– высокоточное картографирование, детализация объектов обстановки, определение координат наземных объектов;

– ретрансляция полученных данных, информационных потоков, передача команд, обеспечение мобильной связи;

– реализация информационно-телекоммуникационной платформы воздушного развертывания.

ПРЕИМУЩЕСТВА И НЕДОСТАТКИ БЛА

К тому же БЛА обладают определенными преимуществами по сравнению с пилотируемыми самолетами и вертолетами, а именно:

– значительное снижение габаритных характеристик по сравнению с традиционными летательными аппаратами, что уменьшает их стоимость, повышает живучесть;

– возможность создания небольших БЛА, способных выполнять различные задачи на поле боя;

– беспилотные аппараты способны проводить разведку и передавать информацию практически в режиме реального времени;

– у БЛА нет никаких ограничений для применения в особо тяжелых боевых условиях, связанных с большим риском уничтожения аппарата;

– уменьшение (на несколько порядков) летной эксплуатации в мирный период, которая необходима обычным летательным аппаратам для подготовки летного состава;

– высокая боеготовность и мобильность;

– возможность создания небольших, простых и мобильных беспилотных комплексов для неавиационных формирований.

Кроме несомненных преимуществ, БЛА имеют и целый ряд недостатков:

– недостаточная гибкость применения по сравнению с традиционной авиацией;

– пока не до конца решены многие вопросы связи, посадки, спасения аппарата;

– уровень надежность аппаратов пока еще уступает традиционным летательным аппаратам;

– полеты БЛА в мирное время во многих районах ограничены по разным причинам [2].

ТЕХНИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ НЕКТОРЫХ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ БЛА

Основным преимуществом БЛА является их относительно низкая стоимость создания и эксплуатации в отличие от полноценных самолетов с пилотом (при условии равной эффективности выполнения поставленных задач). Так, например, стоимость нового одного нашего российского БЛА типа «Скат» составляет прядка 8 млн. рублей, тогда как стоимость самолета АН-12 1986 года выпуска составляет порядка 42 млн. рублей. К тому же БЛА позволяют решать такие задачи, которые при использовании обычным самолетом не решить либо по техническим соображениям, либо по мерам безопасности. В табл.1 приведены технические характеристики некоторых БЛА отечественной разработки.

Таблица 1

Технические характеристики отечественных БЛА

Проект	Назначение	Максимальная взлетная масса, кг	Дальность полета, км	Продолжительность полета, час	Крейсерская скорость, км/ч	Практический потолок, м
Aerob 4D	Многоцелевой БЛА самолётного типа средней дальности	30	1200	12	80-150	4500
S100	Компактный многофункциональный БЛА	2,5	15-100	2	60-125	не менее 3600
Дозор-600	БЛА для разведки и наблюдения в прифронтовой зоне	700	3700	До 24	120-130	7500
«Орлан-3М» и «Орлан-10	БЛА для ведения наблюдения за протяжёнными и локальными объектами в труднодоступной местности, в том числе при проведении поисковых и ремонтных работ.	14	120	16	90-150	5000
Скат	Разведывательный и ударный БЛА	20000	4000	4	850	15000

ТРЕБОВАНИЯ К БЛА ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Появление БЛА в авиации позволит решить такие задачи метеорологического обеспечения, которые раньше требовали большого количества материальных ресурсов или вообще были не возможны по требованиям авиационной безопасности.

К беспилотным носителям, используемыми при метеорологическом обеспечении ВС РФ, предъявляются дополнительные требования [3]. Они должны иметь:

- возможность длительного нахождения БЛА в условиях высокой влажности и низких температур при проведении работ в облаках, а так же в подоблачном слое;
- устойчивость к условиям высокой турбулентности;
- возможность размещения на борту полезной нагрузки общим весом от 0,5 кг (до 30 кг для БЛА, предназначенных для решения специальных задач метеорологического обеспечения);
- диапазон высот работы БЛА должен составлять от 200 м до 6000 метров;
- продолжительность эффективного этапа полета должна составлять не менее 3,5 часов;
- дальность (радиус) действия до 350 км.

ВАРИАНТЫ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ БЛА ПРИ РЕШЕНИИ ЗАДАЧ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИЧЕСКОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ

Одним из вариантов применения БЛА в авиации можно назвать использование его в качестве воздушного разведчика погоды. Это позволит существенно сэкономить на полете самолета-разведчика погоды. В этом случае подойдут легкие БЛА среднего радиуса действия. Метеорологический модуль, предназначенный для установки в такой БЛА должен выполнять следующие основные функции (задачи): измерение атмосферного давления, температуры, влажности воздуха, направления и скорости ветра.

Такие же БЛА можно использовать в задачах модифицирования низкой облачности и туманов при решении различных задач, начиная от обеспечения взлета-посадки авиации до создания облачных слоев при маскировании наземных объектов. В этом случае БЛА поможет уточнить структуру, водозапас и температуру облачного слоя для более эффективного воздействия на него химическими реагентами.

С появлением БЛА сверхтяжелого класса стало возможным оснащать их специальными устройствами для диспергирования химических реагентов при модифицировании облачного слоя или туманов.

Так, например, пусть необходимо обеспечить посадку дальней стратегической авиации на аэродром, закрытый низкой теплой волнистообразной облачностью. При размере необходимой зоны окна 3000 на 1000 метров, требуемого для безопасной посадки самолетов, массы одной частички $CaCl_2$ = $1{,}1*10^{-5}$ г., для одних и тех же метеорологических условий, потребуется диспергировать $M_{общ}$=4248,6 кг реагента, что потребует полета как минимум одного самолета АН-12 или двух беспилотных летательных аппаратов. Стоимость полетного времени нескольких беспилотных летательных аппаратов намного меньше стоимости полета даже одного полноценного самолета (стоимость полетного времени самолета АН-12 составляет порядка 300 тыс.руб/час). К тому же, эффективность воздействия при использовании беспилотных летательных аппаратов намного выше, так как они смогут производить воздействие на облака и туманы в сложных метеорологических условиях без человеческого риска.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Появление беспилотных летательных аппаратов открыло новые возможности при гидрометеорологическом обеспечении действий авиации, таких как воздушная разведка погоды и модифицирование атмосферы в задачах обеспечения действий ВС РФ.
2. В настоящий момент на вооружении ВС РФ имеются БЛА способные эффективно выполнять выше перечисленные задачи. Так для воздушной разведки погоды подойдет БЛА среднего радиуса действия, оснащенного метеорологическими приборами. А для модифицирования облаков и туманов – тяжелого и сверхтяжелого класса.
3. Экономическая эффективность использования БЛА при решении гидрометеорологических задач намного выше, чем традиционных самолетов.
4. Основной проблемой применения БЛА при гидрометеорологическом обеспечении ВС РФ состоит в отсутствии метеорологических приборов отечественного производства, которые возможно установить на БЛА.

Список используемых источников

1. Большая Российская энциклопедия, 2017. – 35 том. – URL: https://bigenc.ru/ (дата обращения: 05.03.2018).
2. *Буренок В.* И грянет дрон // Военно-промышленный курьер. – ноябрь 2016. – № 42(657).
3. Перспективы использования беспилотных летательных аппаратов в работах по воздействию на облака и туманы / А.А. Бычков, В.П. Корнеев, Б.П. Колосков, А.В. Частухин, А.М. Петрунин // Доклады Всероссийской конференции по физике облаков и активным воздействиям на гидрометеорологические процессы, посвященной 80-летию Эльбрусской высокогорной комплексной экспедиции АН СССР. – Нальчик, 7–9 октября 2014 г.

А.В. Скороходов
кандидат технических наук;
В.Г. Астафуров
доктор физико-математических наук;
Институт оптики атмосферы им. В.Е. Зуева, г. Томск

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТИПОВ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ НА ОСНОВЕ РЕЗУЛЬТАТОВ КЛАССИФИКАЦИИ ОБЛАЧНОСТИ ПО СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ MODIS

Предложена новая методика определения типов атмосферных фронтов на основе результатов классификации облачности по спутниковым снимкам прибора MODIS и его тематических продуктов. Представлено описание алгоритма распознавания структуры облачного поля. Выделены характерные последовательности разновидностей облаков фронтальных систем различного типа, наблюдаемых на изображениях из космоса. Построено дерево принятия решений, узлами которого являются пороговые классификаторы, анализирующие структуру облачного поля и параметры окружающей среды. Обсуждаются результаты определения типов атмосферных фронтов, наблюдаемых над территориями Западной Сибири и Казахстана в период с 2016 по 2017 год.

Ключевые слова: атмосферный фронт, нейронная сеть, облачность, обработка изображений, спутниковые данные.

ВВЕДЕНИЕ

Фронтальные зоны представляют собой переходные области в тропосфере, разделяющие воздушные массы с различными характеристиками: температурой, давлением, скоростью ветра, влажностью и другими. В большинстве случаев прохождение атмосферного фронта (АФ) сопровождается сменой погодных условий в рассматриваемом регионе. Поэтому идентификация фронтальных зон и определение их типов относится к числу основных метеорологических задач при построении синоптических карт и составлении надежных прогнозов погоды [1].

Классическая методика обнаружения АФ заключается в анализе данных сети наземных метеостанций, нанесенных на географическую карту. Используя эту информацию синоптик, проводит изобары, находит области низкого давления и выпадения осадков, отмечает типы облачности, скорость и направление ветра, выделяет переходные зоны, разделяющие теплые и холодные воздушные массы [2]. Данный подход зависит от опыта и знаний специалиста, а поэтому является субъективным. При этом сеть наземных метеостанций является достаточно разреженной. В настоящее время при выделении переходных зон Гидрометцентром России применяется фронтальный параметр, для расчета которого необходима информация о температуре воздуха на определенных барических уровнях и количестве осадков, получаемая, как правило, на основе различных моделей погоды [3]. При этом результаты обнаружения фронтальных зон верифицируются посредством визуально-ручного дешифрования спутниковых данных.

Целью данной работы являлось исследование различных характеристик макросистем фронтальной облачности и разработка методики автоматического определения типа АФ на основе результатов классификации облаков по изображениям из космоса видимого диапазона спектра и тематической продукции спутниковой съемки.

ИСХОДНЫЕ ДАННЫЕ

В работе рассматривались АФ следующих типов: теплый (ТФ), холодный (ХФ) 1-го рода, холодный 2-го рода, окклюзия (ФО) по типу ТФ, окклюзия по типу ХФ [4]. Следует отметить, что на синоптических картах ХФ и ФО по подтипам не подразделяются. Каждый тип АФ характеризуется различными последовательностями разновидностей облаков в зависимости от происходящих при их формировании мезопроцессов. Так медленное восходящее движение теплого воздуха способствует образованию облачности слоистообразных форм при

прохождении ТФ и ХФ 1-го рода: слоистой (St), слоисто-дождевой (Ns), высокослоистой (As), и перисто-слоистой (Cs). Неустойчивость воздушных масс, приводящая к их интенсивному подъему, оказывает влияние на образование мощных конвективных облаков в системе ХФ 2-го рода: кучевых (Cu) и кучево-дождевых (Cb). Кроме этого, некоторые сочетания подтипов облачности являются предвестниками появления АФ того или иного типа. Результаты сопоставления Атласа облаков [5] со спутниковыми наблюдениями АФ позволило выявить характерные сочетания типов облачности, наблюдаемых из космоса, которые представлены в табл. 1.

Таблица 1

Характерные последовательности разновидностей облаков для различного типа атмосферных фронтов

Тип фронта	Последовательность
ТФ	Ci → Cs & As → As op & Ac → Ns & Cb → St
ХФ 1-го рода	St → Ns & Cb → As op & Ac → Cs & As → Cu
ХФ 2-го рода	Cc & Ac lent → Cs & Cb cap → Cb calv → Cu
ФО по типу ТФ	Cu → Sc → As & Ns & Cs → Cb & Cs → St
ФО по типу ХФ	Cu → Sc & Ac → As & Cs → Cb calv & Cb cap → Cu cong & Cs→ Cb calv & Cs

В работе использовались спутниковые снимки прибора MODIS видимого диапазона спектра (0,62 – 0,67 мкм) и его тематические продукты MOD06_l2 и MYD06_l2, содержащие информацию о характеристиках облаков, с пространственным 250 и 1000 м соответственно, полученные в период с 2016 по 2017 год над территорией Западной Сибири и Казахстана (узел сетки 40° – 60° с.ш. и 80° – 100° в.д.). Спутниковые данные подбирались на основе архивных синоптических карт Гидрометцентра России. При этом рассматривались эпизоды наблюдения не только конкретных типов АФ, но и сочетаний ТФ и ХФ, зафиксированных в процессе их смыкания и образования ФО. Однако были исключены ситуации, когда фронтальная облачность располагалась на границах спутниковых сцен, что препятствовало оценке состояния окружающей среды перед линией фронта и в его тылу. Таким образом, общее число соответствующих нашим критериям эпизодов наблюдения АФ равняется 132.

МЕТОДИКА ОПРЕДЕЛЕНИЯ ТИПОВ АТМОСФЕРНЫХ ФРОНТОВ

Разработка методики определения типов АФ по спутниковым снимкам MODIS и его тематическим продуктам бала основана на применении методов обработки изображения, искусственного интеллекта и статистического анализа данных. Основными этапами предложенного подхода являются:

1) Масштабирование спутниковых данных, имеющих различное пространственное разрешение;

2) Классификация облачности путем предложенного нами в [6] алгоритма, основанного на применении вероятностной нейронной сети, информации о текстуре изображений из космоса и физических характеристиках облачности. Его вычислительная эффективность обеспечивается использованием технологии параллельных вычислений на графических процессорах NVIDIA CUDA;

3) Построение мозаики, основными элементами которой являются преобладающие типы облачности во фрагменте изображения, соответствующего текущему положению «скользящего окна». Выполнение данной процедуры позволяет устранить «зернистость» на проклассифицированных спутниковых снимках, а также облегчает локализацию областей, принадлежащих различным разновидностям облаков;

4) Выделение фронтальных зон на основе нахождения областей наиболее вероятного выпадения обильных осадков по значениям водозапаса облачности согласно спутниковым данным. Однако для этих целей может быть использован фронтальный параметр,

применяемый Гидрометцентром России. В данной работе пороговое значение водозапаса равняется 300 г/м^2;

5) Нанесение на спутниковый снимок линий изобар и изотрем, что позволяет оценить типа наблюдаемого фронта, ширину его переходной зоны и направление движения для дальнейшего детального анализа;

6) Сопоставление наблюдаемой на мозаике последовательности разновидности облаков с характерными для каждого типа АФ, приведенными в табл. 1. При этом используется дерево принятия решений, узлами которого являются пороговые классификаторы. На его верхних уровнях происходит анализ параметров окружающей среды перед АФ и в его тылу, а также облачность в районе условной линии разграничения воздушных масс. По мере продвижения «вглубь» дерева уточняется структура облачного поля по обе стороны фронтальной зоны.

Результатом работе предложенного алгоритма является тип АФ, которому наиболее соответствует наблюдаемая последовательность разновидностей облаков фронтальной системы.

ОБСУЖДЕНИЕ РЕЗУЛЬТАТОВ

Оценка эффективности предложенной методики осуществлялось на основе найденных эпизодов наблюдения АФ на спутниковых снимках MODIS территории Западной Сибири и Казахстана, полученных в период с 2016 по 2017 год. В табл. 2 приведены результаты определения типов АФ, где N_R – количество правильно идентифицированных ситуаций из N_T рассмотренных в соответствии с данными Гидрометцентра России и экспертной оценкой. Наименее эффективно определялись ТФ, что в первую очередь связано с шириной их переходной зоны. Кроме этого, случаи неверной интерпретации ФО были связаны с их неразвитостью в процессе смыкания ХФ и ТФ.

Таблица 2

Результаты определения типов АФ

Тип фронта	N_T	N_R	**Мнение алгоритма (число эпизодов)**
ТФ	39	35	ХФ 1-го рода (2), ФО по типу ТФ (2)
ХФ 1-го рода	32	29	ХФ 2-го рода (1), ФО по типу ТФ (2)
ХФ 2-го рода	28	26	ФО по типу ХФ (2)
ФО по типу ТФ	19	16	ХФ 1-го рода (2), ФО по типу ТФ (1)
ФО по типу ХФ	14	12	ХФ 2-го рода (2)

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Основным результатом работы является методика определения типов АФ на основе результатов классификации облачности по спутниковым снимкам прибора MODIS и его тематических продуктов. Оценка вероятности правильной классификации тестовой выборки составила 0.87. Методика позволяет надежно идентифицировать эпизоды наблюдения АФ, в которых зафиксировано отсутствие нескольких разновидностей облаков в наблюдаемой структуре облачного поля. Эффективность предложенного подхода ограничена размерами спутниковых сцен MODIS и способом выделения фронтальной облачности при анализе случаев образования ФО на начальном этапе процесса смыкания ТФ и ХФ.

Работа выполнена финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 16-37-60019 мол_а_дк.

Список используемых источников

1. *Дашко Н.А.* Курс лекций по синоптической метеорологии / – Владивосток: Изд-во ДВГУ, 2005. – 523 с.

2. *Шакина Н.П., Скриптунова А.Р., Иванова А.Р.* Объективный анализ атмосферных фронтов и оценка его эффективности // Метеорология и гидрология. 2000. № 7. С. 5–16.

3. *Шакина Н.П.* Лекции по динамической метеорологии / – М.: Изд-во ТРИАДА ЛТД, 2013. – 160 с.

4. Облака и облачная атмосфера. Справочник / Под ред. Мазина И.П., Хргиана А.Х. – Л.: Гидрометеоиздат, 1989. – 647 с.

5. *Беспалов Д.П., Девяткин А.М., Довгалюк Ю.А., Кондратюк В.И., Кулешов Ю.В., Светлова Т.П., Суворов С.С., Тимофеев В.И.* Атлас облаков. / – СПб.: Изд-во Д'АРТ, 2011. – 248 с.

6. *Астафуров В.Г., Курьянович К.В., Скороходов А.В.* Методы автоматической классификации облачности по спутниковым снимкам MODIS // Исследование Земли из космоса. – 2016. – № 4. – С. 35–45.

М.А. Струнин
доктор физико-математических наук;
А.М. Струнин
кандидат физико-математических наук;
Д.В. Кирин;
Н.О. Крутиков;
А.Н. Лукьянов
кандидат физико-математических наук
ФГБУ «Центральная аэрологическая обсерватория», г. Долгопрудный МО.

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПРИМЕСЕЙ В АТМОСФЕРЕ АРКТИКИ С ПОМОЩЬЮ САМОЛЕТА-ЛАБОРАТОРИИ ЯК-42Д «РОСГИДРОМЕТ» В 2014 – 2015 ГГ.

Представлены предварительные результаты исследований распределения атмосферного аэрозоля различного происхождения (мелкого и субмикронного аэрозоля – в диапазоне от 0,03 до 3 мкм, частиц черной сажи) в арктических регионах - районах г. Нарьян-Мар, полуострова Ямал, северной оконечности архипелага Новая земля и Московском регионе с помощью самолета-лаборатории Як-42Д «Росгидромет». Приводятся результаты компьютерного моделирования переноса воздушных масс, объясняющих возникновение аномалий в концентрациях частиц аэрозолей. Показано, что концентрации аэрозолей в арктическом регионе существенным образом зависят от метеорологических условий и структуры воздушных течений синоптического масштаба. Концентрации аэрозолей в районах северной оконечности Новой земли или в районе г. Нарьян-Мар могли меняться в широких пределах, в то время как в московской области (в окрестностях г. Жуковский) уровень концентраций был неизменно высок. Концентрации черной сажи на уровнях выше 3 км были пренебрежимо малы. Приводятся сравнительные оценки общего содержания массы аэрозольных частиц в Арктических регионах и в окрестности мегаполиса (г. Москвы).

Ключевые слова: атмосфера, ветер, температура, аэрозоли, самолетные измерения, Арстика.

ВВЕДЕНИЕ

Антропогенное загрязнение Арктики является одной из наиболее важных причин ее резкого потепления в последние годы. Крупные европейские города – мегаполисы являются источником выброса в атмосферу аэрозолей различного происхождения – мелкого и субмикронного аэрозоля, частиц черной сажи [2]. Наличие значительных концентраций сажевых частиц обнаруживается даже в удаленных районах Арктики [3]. Роль сажевого аэрозоля признана существенной в протекании гетерогенных химических реакций в атмосфере. Имеются свидетельства об эпизодических взрывоподобных увеличениях концентраций в атмосфере субмикронных частиц с размерами менее 0,1 мкм.

Одним из действенных инструментов контроля концентраций аэрозоля и особенностей его распространения в Арктике может служить самолет-лаборатория.

САМОЛЕТ-ЛАБОРАТОРИЯ ЯК-42Д “РОСГИДРОМЕТ» И ЕГО ИСПОЛЬЗОВАНИЕ ДЛЯ ИССЛЕДОВАНИЙ АЭРОЗОЛЕЙ В АРСКТИКЕ

Самолет-лаборатория нового поколения Як-42Д «Росгидромет» [1], оснащенный, в частности, комплексом аппаратуры для измерения и регистрации аэрозольных компонентов атмосферы, высокоточными навигационными системами и оборудованием для определения термодинамических параметров атмосферы, был использован для исследований распространения аэрозольных примесей Арктическом регионе и Московском регионах.

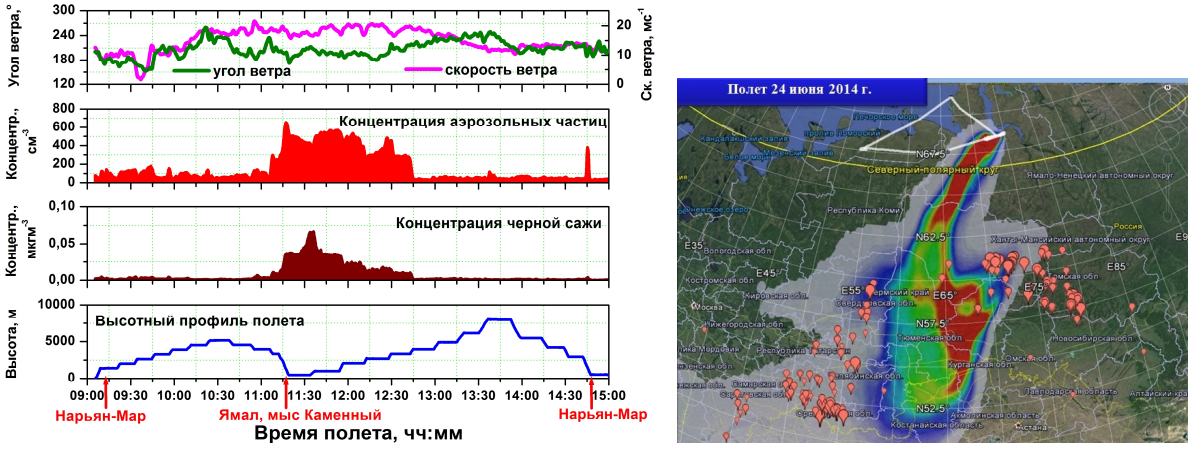
Для измерения субмикронных частиц в диапазоне размеров 0,055–1 мкм использовался самолетный спектрометр субмикронных частиц UHSAS фирмы Droplet Measurement Technologies, Inc. (Boulder, Colorado, 80301, P.O. Box 20293). Для измерения мелких частиц аэрозоля в диапазоне от 0,1 до 3 мкм применялся датчик-спектрометр с пассивной полостью Passive Cavity Aerosol Spectrometer Probe PCASP -100X (см., например, [5]). Для измерения концентрации и массы частиц сажи использовался прибор SP-2 [4]. Частота регистрации данных составляла 1 отсчет в с, данные о концентрациях частиц корректировались по

давлению и температуре воздуха на уровне полета самолета. Все результаты аэрозольных измерений приводились в соответствие с данными навигационных систем самолета-лаборатории (координатами места), высотой полета и термодинамическими параметрами атмосферы (температурой воздуха, скоростью и направлением ветра).

Всего с помощью самолета-лаборатории Як-42Д «Росгидромет» было выполнено пять серий исследований в Арктическом регионе – в районах полуострова Ямал, Карского моря и архипелага Новая Земля. Все выполняемые летные исследования предварялись компьютерным моделированием переноса воздушных масс в двух режимах: первый режим – режим трансграничного переноса, представлявший собой анализ переноса примесей из Европейского региона. Второй режим – оценка регионального переноса аэрозольных примесей, обусловленных, как правило, нефте- и газодобычей на полуострове Ямал. Компьютерное моделирование позволило понять особенности фактического распределения аэрозолей в атмосфере Арктики.

ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ КОНЦЕНТРАЦИЙ АЭРОЗОЛЬНЫХ ПРИМЕСЕЙ В АРКТИКЕ

Исследования распространения аэрозолей осуществлялись во время полета самолета-лаборатории с переменным высотным профилем и на вертикальных зондировках атмосферы в отдельных точках – над аэропортом г. Нарьян-Мар, полуостровом Ямал в районе мыса



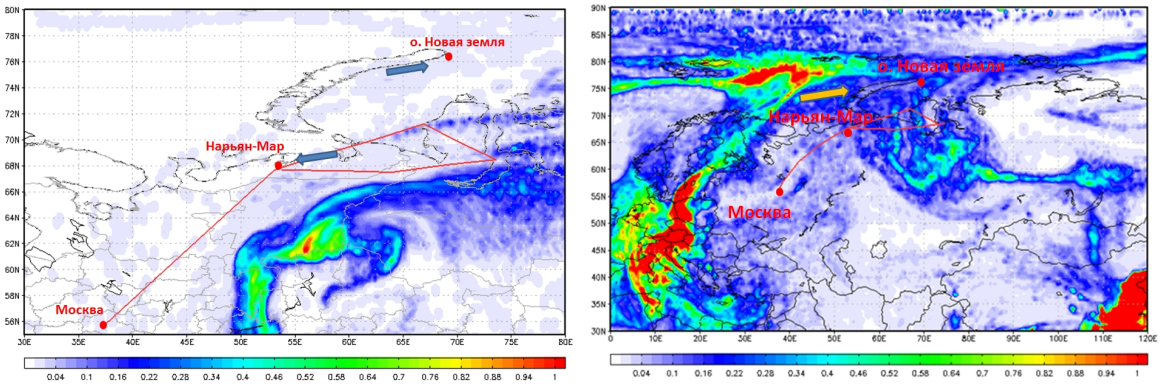
а) б)

Рис.1. Результаты самолетных исследований аэрозолей по маршруту Нарьян-Мар – Ямал (мыс Каменный) – Нарьян-Мар 24 июня 2014 г.: а) – высотный профиль полета, массовые концентрации черной сажи и четные концентрации аэрозольных частиц и скорости и направления ветра вдоль маршрута полета; б) – результаты компьютерного моделирования распространения аэрозолей из районов нефте- и газодобычи. Красным цветом выделены максимальные концентрации условного аэрозоля.

Каменный (Обская губа) и Северной оконечностью острова Новая земля, а также окрестности г. Москва. На *рисунке 1а* представлен высотный профиль полета 24 июня 2014 г. в район полуострова Ямал и значения концентраций аэрозоля и сажи вдоль трассы полета самолета-лаборатории. Особо значительным содержание аэрозоля оказалось над полуостровом Ямал в районе мыса Каменный, где была выполнена вертикальная зондировка. Основной причиной повышенной концентрации аэрозолей, согласно данным компьютерного анализа (см. *рисунок 1б*), послужил вынос воздушных масс с южных направлений, где и были расположены районы нефте- и газодобычи. Это подтверждалось и измеренными с борта самолета значениями направления ветра, которое также показало преобладание ветров южного направления.

Массовые концентрации черной сажи и аэрозоля в районе мыса Каменный были велики и вполне сопоставимы с уровнем аэрозольного загрязнения в Московском регионе. Нарьян-Мар оказался вне зоны выноса аэрозолей, поэтому концентрации черной сажи даже в нижних слоях атмосферы были малы, несмотря на конвективный характер развития пограничного слоя.

Летные эксперименты по исследованию аэрозолей над Карским морем и северным островом Новая Земля были выполнены 3 ноября 2014 г. и 28 февраля 2015 г. по одной и той же схеме, но при различных условиях поступления аэрозольных примесей в регион. Результаты исследований представлены на *рисунках 2* и *3*. Отметим, что исследования проводились по маршруту Нарьян-Мар – Новая земля – Нарьян-Мар, причем над Нарьян-Маром и Новой землей выполнялись вертикальные зондировки атмосферы. По завершении исследований самолет возвращался в Москву, что позволяло получить данные для этого дня для Московского региона. Компьютерное моделирование переноса примесей для 3 ноября 2014 г. (*рисунок 2а*) показало, что в районе г. Нарьян-Мар основным источником загрязнений послужил вынос примесей с полуострова Ямал. В то же время северная часть Карского моря оказалась вне зоны распространения аэрозолей, а воздушные и относительно «чистые» массы здесь перемещались с западного направления, о чем свидетельствовало и измеренное с борта самолета направление ветра. Как следствие, концентрации сажи были значительны в районе Нарьян-Мара и в утренние и в дневные часы, а на севере Новой Земли даже в пограничном слое атмосферы они были пренебрежимо малы.Основное направление перемещения воздушных масс над Карским морем и Новой Землей 28 февраля 2015 г. было северо-восточным, приводящим к выносу загрязняющих аэрозольных примесей из Западной Европы



а) б)

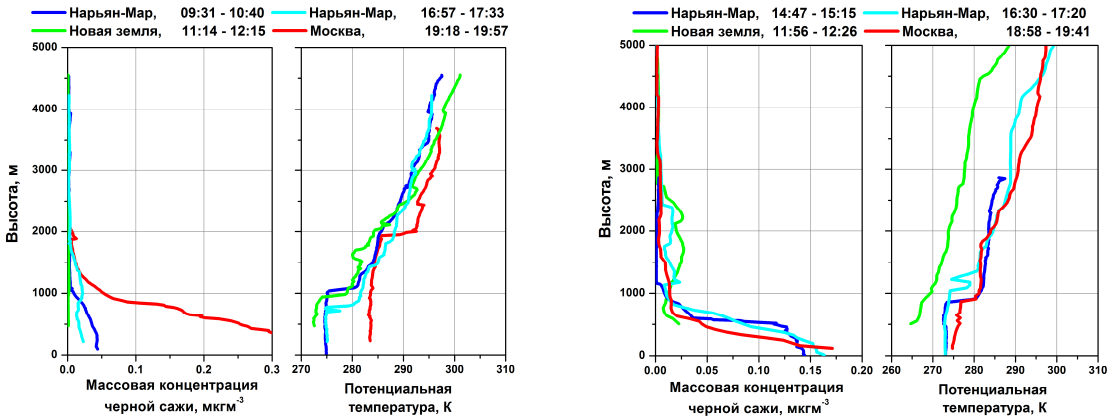
Рис 2. Результаты компьютерного моделирования переноса воздушных масс в район Нарьян-Мара и Карского моря: а) - 13:00 МСК 3 ноября 2014 г.; б) – 12:00 МСК 28 февраля 2015 г. Концентрации условной примеси выделены цветами. Стрелками выделено направление переноса в точках зондировки.

(см. *рисунок 2б*). Влияние региональных источников загрязнений на полуострове Ямал на структуру концентраций сажи в Нарьян-Маре и над Новой Землей было незначительным. Отметим, что профили концентраций черной сажи, полученные в дневные часы и вечерние над Нарьян-Маром и в вечерние часы над Московским регионом в один и то же день 28 февраля 2015 г. (см. *рисунок 3б*) оказались близки между собой. Это свидетельствовало о том, что основным источником загрязнений в этот период служили воздушные потоки из Западной Европы. Профили потенциальной температуры показали неустойчивое состояние пограничного слоя. Концентрации сажи над Новой Землей оказались значительными и существенно большими, чем в эксперименте за 3 ноября 2014 г.

Практически во всех случаях в Подмосковье максимум концентраций аэрозоля наблюдался в самых нижних слоях атмосферы, вплоть до приземного слоя. Это означало, что формирование загрязняющего слоя происходило непосредственно в регионе, а

распространение аэрозоля осуществлялось за счет ветров в пограничном слое атмосферы и турбулентного перемешивания. В северных районах максимумы концентраций, как правило, находились на высотах более 1 км, что свидетельствовало о переносе примесей на высотах из удаленных регионов. Общее содержание аэрозоля в толще исследуемой атмосферы (на квадратный метр поверхности) могло варьироваться в достаточно широких пределах (см. *таблицу 1*): в Московском регионе – более чем в два раза; над Нарьян-Маром и над северной оконечностью Новой Земли - более, чем на порядок, в зависимости от структуры воздушных потоков из Европы или полуострова Ямал. Максимальные значения содержания черной сажи наблюдались в Московском регионе – около 170 мкгм$^{-2}$, в северных районах – 90 мкгм$^{-2}$. Большое количество аэрозольных частиц – до 160*10^{8} на м^{2} отмечено над Ямалом, что было существенно выше, чем максимальные значения в Московском регионе - 80*10^{8} на м^{2}.

Таблица 1



а) б)

Рис. 3. Профили массовой концентрации черной сажи и потенциальной температуры в районах гг. Нарьян-Мар, Москва и северной оконечности о. Новая земля, полученные в полетах 3 ноября 2014 г. (а) и 28 февраля 2015 г. (б).

Оценки общего содержания массы аэрозоля в толще атмосферы

РЕГИОН	ЧЕРНАЯ САЖА, МКГМ$^{-2}$	МЕЛКИЙ И СУБМИКРОННЫЙ АЭРОЗОЛЬ (0,055 – 3 МКМ), 10^{8} М$^{-2}$
Московская область	72 - 170	30 - 80
Район г. Нарьян-Мар	7 - 90	25 - 50
Район архипелага Новая Земля	4 - 90	-
Полуостров Ямал (мыс Каменный)	80	160

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

1. Анализ экспериментальных данных и компьютерное моделирование переноса воздушных масс показало, что концентрации аэрозолей в арктическом регионе существенным образом зависят как от локальных метеорологических условий, так и от структуры воздушных течений синоптического масштаба. Концентрации аэрозолей в районах северной оконечности Новой земли или в районе г. Нарьян-Мар моли меняться в широких пределах, в то время как в Московской области (в окрестностях г. Жуковский) уровень концентраций был неизменно высок.

2. Основная масса аэрозоля находилась в нижних слоях тропосферы. Концентрации мелкого и субмикронного аэрозоля и частиц черной сажи на уровнях выше 3 – 4 км были пренебрежимо малы.

3. Для полноценного анализа аэрозольных загрязнений Арктики необходимы регулярные (раз в две недели) самолетные исследования в сочетании с компьютерным моделированием переноса воздушных масс и условных примесей для исследуемого Арктического региона.

Список используемых источников

1. *Базанин Н.В., Борисов Ю.А., Волков В.В., Дмитриев В.К., Живоглотов Д.Н., Макоско А.А., Струнин А.М., Струнин М.А.* Бортовые комплексы самолета-лаборатории нового поколения Як-42Д «Росгидромет» для измерения и регистрации навигационных параметров полета и термодинамических параметров атмосферы. - // Метеорология и Гидрология. // - 2014. - № 11. – С. 109 – 116.

2. *Плауде Н.О., Стулов Е.А., Паршуткина И.П., Сосникова Е.В., Монахова Н.А.* Характеристики атмосферного аэрозоля в Московском регионе. - 2008. – / М., Научный мир. - 79 С.

3. *Baumgardner D., G. Kok, G. Raga, G. Diskin, G. Sache.* Black carbon measurements in the Arctic UT/LS. – 2003. - / J. Aerosol Sci. EAC. - S979 – S980.

4. *Schwarz, J. P. R. S. Gao, D.W. Fahey, D. S. Thomson, L.A. Watts, J.C. Wilson, J.M. Reeves, M. Darbeheshti, D. G. Baumgardner, G.L. Kok, S.H. Chung, M. Schulz, J. Hendricks, A. Lauer, B. Karcher, J. G. Slowik, K. H. Rosenlof, T. L. Thompson, A.O. Langford, M., Loewenstein, K. C. Aikin.* - Single-particle measurements of midlatitude black carbon and light-scattering aerosols from the boundary layer to the lower stratosphere. - 2006. - / J. Geoph. Res. – V. 111. - D16207.

5. *Zheng Guoguang.* A national key research project: demonstration of precipitation enhancement techniques. - Eight WMO. – 2003. - / Sci. Conf. on Wea. Mod. - WMP Report № 39. - / Casablanca, Morocco, April 2003. – PP. 31 – 33.

Л.Л. Сухачева,
АО «Российские космические системы», г. Москва

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ РАЗНОВРЕМЕННЫХ СПУТНИКОВЫХ СНИМКОВ С РОССИЙСКИХ КОСМИЧЕСКИХ СИСТЕМ ДЛЯ ВЫЯВЛЕНИЯ СОСТОЯНИЯ И ИЗМЕНЕНИЙ ОКРУЖАЮЩЕЙ ПРИРОДНОЙ СРЕДЫ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА ПОД ВОЗДЕЙСТВИЕМ ПРИРОДНЫХ И АНТРОПОГЕННЫХ ФАКТОРОВ

В статье представлены результаты использования разновременных спутниковых изображений Крымского полуострова для выявления состояния и изменений окружающей природной среды под воздействием природных и антропогенных факторов.

Ключевые слова: Спутниковые снимки, Крымский полуостров, состояние природной среды, влияние природных и антропогенных факторов.

ВВЕДЕНИЕ

Крым характеризуется большим разнообразием природных условий и ландшафтов, которые связаны с его географическим положением и сложным геолого-геоморфологическим строением полуострова. Кроме того разнообразию ландшафтов способствовало длительное антропогенное воздействие, приведшее как к деградации многих естественных, так и к формированию совершенно новых антропогенных ландшафтов. В настоящее время естественные, слабо преобразованные ландшафты занимают всего 2.5% территории Крыма. Большая часть территории полуострова (62%) освоена под конструктивные ландшафты: пашни, сады, города, дороги и др. Остальная территория (35.5%) представлена производными ландшафтами [1].

На протяжении XX века экологическая обстановка на территории Крымского полуострова постепенно ухудшалась. Причиной этому были интенсивное освоение природных ресурсов Крыма и быстрый рост населения полуострова. Плотность населения Крыма к началу XXI века составляла 87 чел на км². В степном Крыму ухудшение экологической обстановки было связано с введением в эксплуатацию Северо-Крымского канала (1961—1975гг.), когда большая часть степи была распахана.

Особенности Крымских ландшафтов и их трансформации под воздействием природных и антропогенных факторов рассмотрены в статье [2]. Авторами проведен анализ геоэкологической ситуации в Крыму. В работе обозначены проблемы сохранения биологического и ландшафтного разнообразия и предложен комплекс необходимых исследований в сфере научного обеспечения формирования экологической сети Крыма.

Материалы и методы. Для проведения запланированных исследований, были выбраны районы Крымского полуострова, подвергавшиеся и/или подвергающиеся воздействиям природных и антропогенных факторов. Для исследуемых районов Крымского полуострова был проведен подбор и анализ информационно-справочных и литературных данных, подобраны картографические материалы. На исследуемые районы были подобраны разновременные спутниковые изображения российских космических систем – КА «Ресурс-П», аппаратура Геотон и КШМСА-ВР, и данные дистанционного зондировании земли (ДДЗЗ) из зарубежных источников открытого доступа.

Спутниковые изображения с российских космических систем были заказаны и получены через ГЕОПОРТАЛ РОСКОСМОСА.

Тематическое дешифрирование спутниковых изображений проводилось с использованием специализированного программного обеспечения и методов обработки ДДЗЗ, представленных в работе [3].

ОПАСНЫЕ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИЕ ПРОЦЕССЫ В БЕРЕГОВОЙ ЗОНЕ КРЫМСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Обвально-оползневые процессы в береговой зоне Крымского полуострова. Пример использования разновременных спутниковых изображений Крымского полуострова, для исследования районов проявления опасных обвально-оползневых процессов в береговой зоне (БЗ) представлен на рис. 1.

Рисунок 1, свидетельствует о том, что в районе мыса Фиолент, Севастополь, произошел обвал берегового уступа. По данным средств массовой информации обвал берегового уступа произошел 02.12.2016г. При этомвоздействию обвально-оползневого процесса подвергся участок прибрежной зоны площадью 3 000м^2. Площадь отвалившейся части берега составила 160м^2.

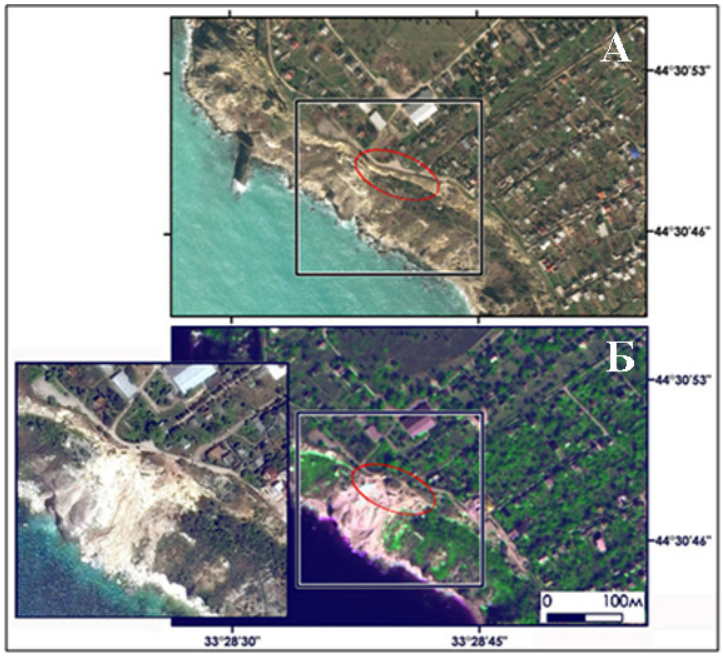


Рис. 1. Обвал берегового уступа в районе мыса Фиолент, Севастополь:

А) – съемка World-View2 от 18.03.2014г., до обвала; Б) – «Ресурс-П», Геотон, *от 5.09.2017г., после обвала; и увеличенный фрагмент «обвального участка БЗ». Воздействию обвально-оползневого процесса подвергся участок берега площадью 3 000м^2. Площадь отвалившейся части берега составила 160м^2.*

МОНИТОРИНГ ОПАСНЫХ ГЕОЛОГО-ГЕОМОРФОЛОГИЧЕСКИХ ПРОЦЕССОВ В ПРЕДЕЛАХ ОСОБО ОХРАНЯЕМЫХ ТЕРРИТОРИЙ

Ландшафтный заказник регионального значения «Мыс Фиолент» представляет собой ценный приморский природный комплекс, имеющий особую природоохранную, научную, эстетическую и рекреационную ценность, обусловленную наличием редких таксонов флоры и фауны, включенных в Европейский красный список, красные книги Российской Федерации и города Севастополя. На рисунке 2 представлены разновременные спутниковые изображения ландшафтного заказника регионального значения «Мыс Фиолент», полученные со спутников «WorldView-2» и «Ресурс–П», аппаратура Геотон, в разные годы, 18.03.2014 г. и 15.09.2017 г., соответственно.

На исследуемых изображениях в пределах заказника «Мыс Фиолент» оконтурены обвально-оползневые системы. Сравнительный анализ изображений от 18.03.2014г. (слева) и 15.09.2017г. (справа) свидетельствует о том, что за прошедший трехлетний период на территории ландшафтного заказника регионального значения «Мыс Фиолент» опасные геолого-геоморфологические процессы не происходили.

Очевидно, что данные КА «Ресурс–П» (аппаратура Геотон), могут использоваться для проведения мониторинга особо охраняемых территорий.

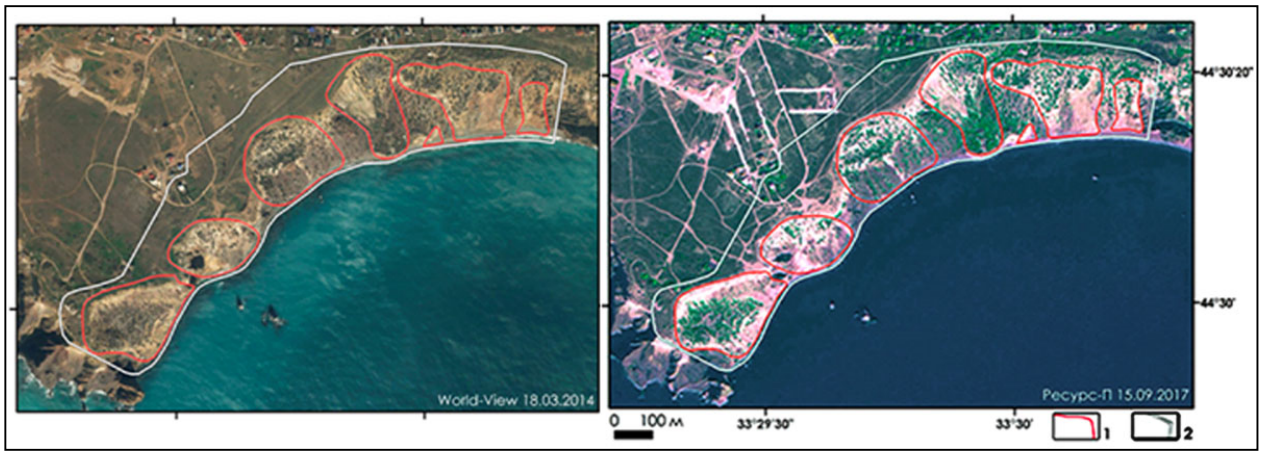


Рис. 2. Ландшафтный заказник регионального значения «Мыс Фиолент» по данным разновременных спутниковых изображений: верху – «World-View-2» от 18.03.2014г., внизу – «Ресурс-П», Геотон, съемка от 15.09.2017г. Условные обозначения: 1 – обвально-оползневые системы; 2 – границы природного ландшафтного заказника регионального значения «Мыс Фиолент».

ТЕХНОГЕННЫЕ ВОЗДЕЙСТВИЯ НА ПРИРОДНУЮ СРЕДУ

Добыча известняка. Спутниковое изображение Балаклавского месторождения известняка, полученное 15.09.2017г. с КА «Ресурс–П», аппаратура Геотон, на котором четко дешифрируются заброшенный Кадыковский и действующий Псилерахский карьеры, представлено на рис. 3.

В действующем Псилерахском карьере ведутся работы по добыче флюсовых известняков. Первую опытную партию флюсов добыли здесь в еще в 1933г. С тех пор и началось их промышленное производство.

Добыча ракушечника. Большая часть месторождений камня ракушечника находится в Сакском районе Крымского полуострова, где действует больше 50 карьеров по добыче ракушечника.

На рис. 4 представлено спутниковое изображение месторождения камня-ракушечника, съемка «Ресурс–П» от 06.03.2017г., и увеличенный фрагмент оконтуренного месторождения.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты проведенных исследований могут использоваться при решении задач информационного обеспечения деятельности различных ведомственных структур; при решении задач оптимизации и обеспечения безопасности хозяйственно-экономической деятельности в регионе; для популяризации возможностей спутниковых исследований, а также в образовательных целях.



Рис. 3. Заброшенный Кадыковский и действующий Псилерахский карьеры, по данным «Ресурс– П», Геотон, съемка от 15.09.2017г.

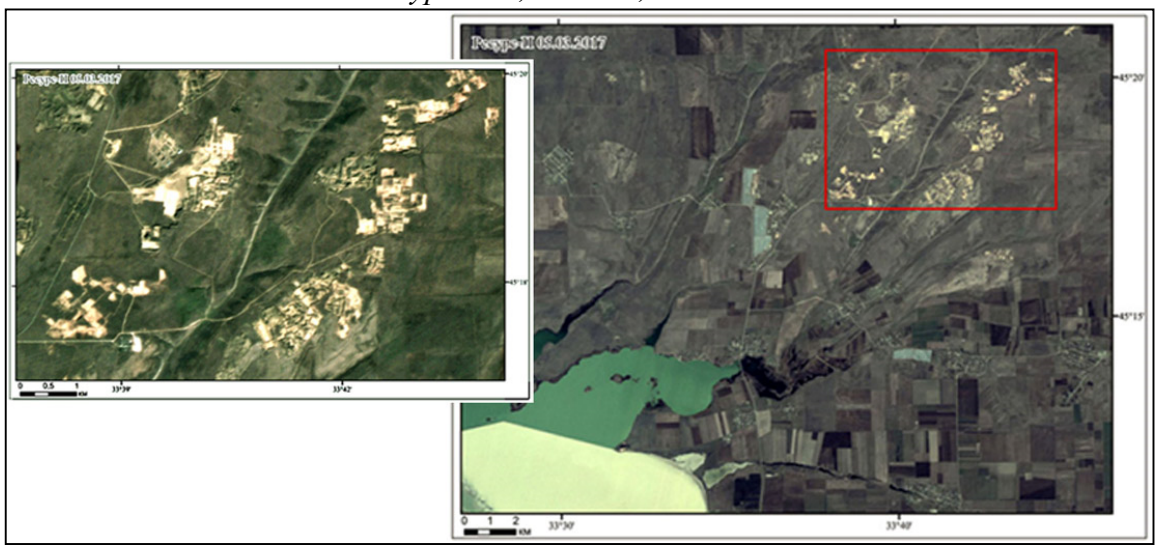


Рис. 4. Месторождение камня-ракушечника в Сакском районе, полученное с КА «Ресурс–П», аппаратура КШМСА-ВР, съемка от 06.03.2017г.

Список используемых источников

1. Экологические проблемы Крыма [Электронный ресурс] // GeogTime: География для всех. – Режим доступа: URL: http://www.geogtime.ru/goas-658-1.html. (14.03.2018).

2. Лычак А. И., Бобра Т. В. Геоэкологическая ситуация и проблема формирования экологической сети в Крыму / Лычак А.И., Бобра Т.В. Геополитика и экогеодинамика регионов. – 2009. – Т. 5. – Вып.1. – С. 63– 69.

3. Методы дистанционного зондирования Земли при решении природоресурсных задач. Справочник / Главные редакторы А. Ф. Морозов, А. В. Перцов. – СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2004. – 132 с.

Тимофеев Ю.М.,
Березин И.А.,
Поляков А.В.,
Виролайнен Я.А.,
Макарова М.В.
Поберовский А.В.,
Фока С.

ПРОСТРАНСТВЕННО-ВРЕМЕННЫЕ ВАРИАЦИИ СОДЕРЖАНИЯ CO2 ВБЛИЗИ САНКТ-ПЕТЕРБУРГА

Исследования пространственно-временных вариаций содержания CO2 вблизи Санкт-Петербурга были осуществлены за период 2014-2017 гг.: с помощью спутниковых измерений на OCO-2 (Orbiting Carbon Observatory-2), наземных спектроскопических измерений и локальных измерений приземного отношения смеси CO2. Минимальное наблюдавшее значение XCO2 по спутниковым данным составляло 373.7 ppm (17.03.2014), а максимальное – 431.4 (28.12.2015) за весь рассматриваемый период наблюдений для исследуемого района. Полная амплитуда пространственно временных вариаций для XCO2 составляла 57.7ppm, т.е превышала 14%. Максимальные пространственные вариации XCO2 в течение одного дня наблюдений составляли 46.8 ppm и превышали 10% (17.03.2015). Данные спутниковых измерений показывают, что максимальные значения XCO2 наблюдаются не в самом городе, а на его окраинах, где расположены тепловые электростанции и различные промышленные предприятия. В центре города содержание CO2 менялось в пределах 400-405 ppm (05.06.2015), на восточных окраинах его значения достигали значений 414-430 ppm, а на западных – 388-405 ppm, Минимальные значения (388-405 ppm) наблюдались над Финским заливом. Указанные особенности пространственного распределения CO2 вблизи Санкт-Петербурга существенно отличаются от базы данных, полученных косвенным образом, - базы данных антропогенных эмиссий ODIAC2016. По данным этой базы, максимум антропогенных выбросов CO2 наблюдается в центре города. Сопоставление спутниковых измерений содержания CO2 с наземными спектроскопическими измерениями показало, что наземные измерения в системе наблюдений NDACC после коррекции систематических отличий от системы TCCON могут использовать для валидации спутниковых измерений.

Работа выполнена при финансировании гранта РНФ No. №14-17-00096.

Ю. М. Тимофеев,
А. В. Поляков,
Д. А. Козлов,
В. Делер,
Д. Ортель,
Д. Шпенкух

СОПОСТАВЛЕНИЕ СПЕКТРОВ УХОДЯЩЕГО ТЕПЛОВОГО ИЗЛУЧЕНИЯ РАЗНЫХ ЛЕТ

Проведены сопоставления спектров уходящего теплового ИК излучения, измеренных фурье-спектрометром SI-1 в 1977 и 1979 годах со спутников Метеор-28 и -29, с данными расчетов на основе современного радиационного кода LBLRTM и данных радиозондирования атмосферы. Средние разности между измерениями и расчетами в большинстве случае не превышают 2 мВт/(м2 ср см 1) в спектральной области 660–1600 см 1. Среднеквадратические разности в среднем составляют 2–4 мВт/(м2 ср см 1). Эти значения примерно на 1 мВт/(м2 ср см 1) больше соответствующих разностей между расчетами и измерениями для современного фурье-спектрометра ИКФС-2 (КА «Метеор-М» № 2). Сравнения экспериментальных спектров 1977 и 1979 гг. и 2015–2016 гг. показали, что измеренная прибором ИКФС-2 интенсивность уходящего излучения в среднем меньше на 0.5–3.0 мВт/(м2 ср см 1) излучения по данным измерений ~ 40 лет назад прибором SI 1. Этот эффект может быть связан с увеличением содержания в атмосфере углекислого газа за ~ 40 лет и вызванным этим подъем излучающих слоев атмосферы в область тропосферы с меньшей температурой.

Данное исследование выполнено при поддержке РФФИ (проект № 17-05-00768).

Тимофеев Ю.М.,
Поляков А.В.,
Виролайнен Я.А.,
Смышляев С.П.
Моцаков М.А.,
Кирнер О.

ИССЛЕДОВАНИЯ АНОМАЛИЙ СОДЕРЖАНИЯ ОЗОНА НАД РОССИЕЙ В 2015-2016 ГГ.

Приведены результаты спутниковых измерений общих содержаний озона (ОСО) с помощью фурье-спектрометра ИКФС-2 над Уралом и Сибирью зимой и весной 2015-2016 гг. Проведены сравнения полученных данных об ОСО с независимыми спутниковыми измерениями (приборы SBUV, IASI и OMI), а также наземными измерениями. Все приборы и методы измерений, в целом, достаточно хорошо описывают основные особенности временных вариаций ОСО, в том числе, наблюдавшиеся минимумы ОСО. Для всего периода сопоставлений средние разности результатов различных типов измерений ОСО в большинстве случаев составляют 1–5%, стандартные отклонения – 3–8%. Значения ОСО для рассматриваемого периода рассчитывались с помощью современных трехмерных моделей атмосферы, учитывающих наблюдаемую изменчивость метеорологических параметров на основании ре-анализа результатов измерений, – химико-климатической модели EMAC (ECHAM/MESSy Atmospheric Chemistry model) и химико-транспортной модели состава нижней и средней атмосферы РГГМУ. Обе модели отражают временной ход ОСО. В среднем, модель РГГМУ дает меньшие на 1–2% величины ОСО, чем измерения OMI, модель EMAC, наоборот, превышает измерения OMI на 7–9%. Стандартные отклонения для обеих моделей составляют 6–7%, что близко к стандартным отклонениям между различными типами измерений ОСО в этот период. - Модель EMAC лучше модели РГГМУ описывает изменчивость ОСО в отдельные периоды наблюдавшихся уменьшений ОСО на станции Ханты-Мансийск (стандартное отклонение 4–5% против 6–8%). На станции Тура во время январских минимумов, наоборот, модель РГГМУ лучше согласуется с измерениями OMI (3% против 7%). Хуже всего обе модели отражают январские «мини-дыры» над станцией Печора (стандартные отклонения достигают 12–15%). - В отдельные дни различия между измерениями и моделированием могут достигать 20–30%, причем модели часто завышают измерения ОСО спутниковыми приборами (особенно в случае модели EMAC). Анализируются физико-химические причины аномалий содержания озона в рассматриваемый период.

Работа выполнена при финансировании гранта РНФ No. №14-17-00096.

А.Б. Успенский
доктор физико-математических наук, профессор
ФГБУ «НИЦ «Планета», Москва

РАЗВИТИЕ И ПРИМЕНЕНИЕ ОТЕЧЕСТВЕННЫХ СПУТНИКОВЫХ СИСТЕМ ДИСТАНЦИОННОГО ЗОНДИРОВАНИЯ АТМОСФЕРЫ

Дано краткое описание атмосферных ИК-зондировщика ИКФС-2 и МВ-зондировщика МТВЗА-ГЯ полярно-орбитальных метеоспутников серии «Метеор-М», а также технологий обработки спутниковых измерений для получения данных температурно-влажностного зондирования атмосферы. Сообщаются результаты усвоения данных МТВЗА-ГЯ в моделях численного прогноза погоды Гидрометцентра России.

ВВЕДЕНИЕ

Разработка и применение аппаратуры и технологий дистанционного зондирования атмосферы (кратко ДЗА) – важнейшее направление развития космических наблюдательных систем гидрометеорологического назначения. Определяющим фактором при этом являются требования пользователей спутниковой гидрометеорологической информации, в соответствии с которыми метеорологические спутники должны оперативно поставлять данные о термодинамических параметрах и составе атмосферы. Согласно требованиям Всемирной Метеорологической Организации (ВМО) для целей глобального численного прогноза погоды (ЧПП) спутниковые оценки профилей температуры в тропосфере и нижней стратосфере должны иметь погрешность не более 1К и вертикальное разрешение около 1 и 2км соответственно; точность оценок профилей относительной влажности в тропосфере должна быть не хуже 10% при вертикальном разрешении 1-2км.

Выходные продукты ДЗА и, в частности, данные температурно-влажностного зондирования атмосферы (ТВЗА) уже в настоящее время существенно дополняют данные наземной наблюдательной сети, а в будущем должны стать основными в информационном обеспечении ЧПП, мониторинга климатических изменений и изучения процессов атмосферной химии [11, 12].

В состав бортового информационного комплекса КА серии «Метеор-М» [1] включена аппаратура ДЗА - впервые установленный на борту КА «Метеор-М» №2 гиперспектральный ИК-зондировщик ИКФС-2 (инфракрасный фурье-спектрометр) и микроволновый радиометр МТВЗА-ГЯ (модуль температурно-влажностного зондирования атмосферы). Создание зондировщиков ИКФС-2 и МТВЗА-ГЯ, предназначенных для получения данных ТВЗА и аналогичных по своему назначению аппаратуре современных зарубежных оперативных метеоспутников (серий NOAA, Metop, JPSS), является значительным достижением отечественного космического приборостроения.

Следует отметить, что в соответствии с Федеральной космической программой России 2016-2025г. планируется запустить 4-5 однотипных КА серии «Метеор-М» с зондировщиками ИКФС-2 и МТВЗА-ГЯ на борту, чтобы обеспечить непрерывное функционирование отечественной системы ДЗА на основе группировки из двух КА: один - на утренней, второй - на послеполуденной орбитах.

ХАРАКТЕРИСТИКИ АТМОСФЕРНЫХ ИК- И МВ-ЗОНДИРОВЩИКОВ СПУТНИКОВ «МЕТЕОР-М», ИНФОРМАЦИОННАЯ ПРОДУКЦИЯ

Технические характеристики фурье-спектрометра ИКФС-2 представлены в [5]. Рабочий спектральный диапазон 5 – 15 мкм (660 – 2000 $см^{-1}$); спектральное разрешение 0.4- 0.7 $см^{-1}$; уровень случайных погрешностей измерений 0.15– 0.4 мВт/ ($м^2$ ср $см^{-1}$); полоса обзора 1000 – 2500 км; пространственное разрешение в надире 35 км. Спектр уходящего ИК-излучения, регистрируемый с помощью ИКФС-2, содержит 2700 каналов. Бортовая радиометрическая калибровка выполняется периодически с использованием измерений излучения космоса (нулевое излучение в ИК области спектра) и имитатора абсолютно черного тела при известной

температуре. Спектральная калибровка (привязка к шкале волновых чисел) выполняется с использованием референсного лазера (также входит в состав прибора).

По ряду технических характеристик и области применения прибор ИКФС-2 соответствует зарубежным аналогам - интерферометрам IASI/ Metop, CrIS / JPSS [1,12], но в сравнении с ними имеет худшее пространственное разрешение (35 км вместо 12-14 км) и более узкий рабочий спектральный диапазон (не включает коротковолновую область 3.7- 5.0 мкм, где расположены полосы поглощения ряда атмосферных газов).

Главной целевой функцией ИКФС-2 является получение данных ТВЗА улучшенного вертикального разрешения в атмосферном слое от поверхности Земли до 10 гПа при отсутствии облачности в поле зрения прибора. Измерения ИКФС-2 позволяют также определять общее содержание различных атмосферных газовых компонент, в том числе, озона, метана, двуокиси азота, диоксида углерода.

Технические характеристики МТВЗА-ГЯ. Микроволновый радиометр МТВЗА-ГЯ [3] имеет 29 каналов с рабочими частотами в окнах прозрачности атмосферы 10,6, 18,7, 23,8, 31,5, 36,7, 42, 48 и 91 ГГц (сканер), а также в полосе поглощения кислорода 52-57 ГГц (температурное зондирование) и линии поглощения водяного пара 183 ГГц (влажностное зондирование). Полоса обзора прибора составляет 1500 км, пространственное разрешение – 16–198 км (в зависимости от радиометрического канала), диапазон частот – 10,6□183,3 ГГц; погрешность измерения радиояркостной температуры – 0,5–1,5 К. Схема кругового конического сканирования МТВЗА-ГЯ позволяет производить визирование в направлении кормы КА. Угол визирования составляет 53,3˚, а угол падения □65˚. Бортовая калибровка радиометрических каналов МТВЗА-ГЯ для определения шкалы антенных температур проводится на каждом скане вне зоны рабочего сектора по двухточечной схеме с использованием измерений излучения космического пространства и эталонного излучателя.

По области применения прибор МТВЗА-ГЯ соответствует микроволновым зондировщикам AMSU-A, MHS (спутники серий NOAA, Metop) и сканеру/зондировщику SSMIS спутника DMSP-F16-19, см [13].

Главной целевой функцией МТВЗА-ГЯ является получение данных ТВЗА, т.е. оценок вертикальных профилей температуры и влажности в атмосферном слое от поверхности Земли до 5 гПа при наличии и отсутствии облачности в поле зрения прибора. Результаты ТВЗА, будучи «всепогодными», имеют относительно малое вертикальное разрешение (в пределах 3-6 км).

Технологии получения данных ТВЗА по информации спутниковых атмосферных ИК- и МВ-зондировщиков достаточно хорошо отработаны в нашей стране и за рубежом [2,7,11,12,15]. С середины 1980-х годов указанные продукты оперативно производились по данным спутников серий NOAA и Метеор, причем по уровню погрешности и вертикальному разрешению они заметно уступали данным аэрологического зондирования. В НИЦ «Планета» на протяжении многих лет велись работы по созданию систем ТВЗА, использующих данные зарубежных КА серий NOAA, Metop. После запуска КА «Метеор-М» N 2 в НИЦ «Планета» (вместе с кооперацией - ФГУП ГНЦ «Центр Келдыша», СПбГУ, ИВМ и МГ СО РАН) были разработаны и внедрены две технологии получения данных ТВЗА. Первая технология обеспечивает получение продуктов ТВЗА по данным ИКФС-2 только при отсутствии облачности в поле зрения прибора, а вторая - по измерениям МТВЗА-ГЯ независимо от наличия или отсутствия облачности в поле зрения прибора.

Следует отметить, что важным элементом технологий обработки данных ИК и МВ зондировщиков являются программные комплексы быстрых радиационных расчетов или Быстрые Радиационные Модели (БРМ), позволяющие с высокими точностью и производительностью моделировать спутниковые измерения при заданном состоянии атмосферы. Такие БРМ были разработаны применительно к ИКФС-2 [10] и к МТВЗА-ГЯ [13], а затем в рамках сотрудничества между Росгидрометом и Евметсат для этих целей были адаптированы известные БРМ типа RTTOV (начиная с версии RTTOV v.11).

Успешная эксплуатация ИКФС-2 в течение более трех лет позволила подтвердить высокое качество (в смысле точности и стабильности радиометрической и спектральной калибровок) измеряемых спектров [6,8] и результатов ТВЗА [2,9]. Согласно массовым сопоставлениям с данными ближайших радиозондирований среднеквадратичная погрешность дистанционного определения температуры по данным ИКФС-2 лежит в диапазоне 1.5 – 3.0К для слоя 1000-10 гПа, причем погрешность возрастает в приземном слое и нижней стратосфере. Профиль относительной влажности определяется с погрешностью меньше 20% в слое 1000-300 гПа.

Эксплуатация МТВЗА-ГЯ на борту КА «Метеор-М» №2 выявила необходимость внешней калибровки прибора, т.к. погрешность бортовой калибровки в отдельных каналах атмосферного зондирования достигала 10-15 градусов. Для получения продуктов ТВЗА НИЦ «Планета» потребовались разработка и внедрение процедуры внешней радиометрической калибровки каналов атмосферного зондирования[13].

Прокалиброванные измерения МТВЗА-ГЯ использовались в технологии получения данных ТВЗА. Среднеквадратичные погрешности составляют: по температуре - в диапазоне 2-4К, по относительной влажности – 20-25%, что несколько уступает точности продуктов ТВЗА по данным ИКФС-2.

Наряду с получением данных ТВЗА, прокалиброванные измерения МТВЗА-ГЯ в каналах атмосферного зондирования использовались для численных экспериментов по их усвоению в схеме краткосрочного численного прогноза погоды Гидрометцентра России.

СПУТНИКОВЫЕ ИК - И МВ - ЗОНДИРОВЩИКИ И ЧИСЛЕННЫЙ ПРОГНОЗ ПОГОДЫ

В современных моделях ЧПП усваиваются спутниковые наблюдения температуры, влажности, ветра (вертикальные распределения в атмосфере) и др. метеопараметров. В отличие от контактных наблюдений, спутниковые атмосферные зондировщики не обеспечивают прямых измерений атмосферных параметров, а измеряют излучение (радиацию), производимое или отраженное системой «атмосфера-поверхность».

Согласно оценкам [14], выполненным в Метеослужбе Великобритании, наибольший вклад в уменьшение погрешности прогноза на 24 ч дают данные ИК - и МВ-зондировщиков. Этот вклад составляет 78% от общего вклада спутниковых наблюдательных систем (вклад аэрологического зондирования – не больше 15%), причем 43% приходится на МВ-зондировщики (AMSU-A, MHS) и 35% - на ИК-зондировщики (IASI, AIRS, HIRS). Вклад имаджеров (типа AVHRR, MODIS) не превышает 10%, скаттерометров (поля приводного ветра) – не более 5%, а данных радиопросвечивания - около 4%. Применительно к одному спутнику Metop наиболее ценным для целей ЧПП является ИК-зондировщик IASI (49% вклада), далее следуют МВ-зондировщик AMSU-A (31%), скаттерометр ASCAT (13%), МВ-зондировщик MHS (3%), ИК-зондировщик HIRS (2%) и аппаратура радиопросвечивания GRAS (2%).

Отметим, что последние годы в системах глобального усвоения данных ведущих мировых прогностических центров, в том числе, Гидрометцентра России, используют непосредственно данные измерений спутниковых атмосферных зондировщиков (вместо результатов ТВЗА), см., например, [12, 16].Основная причина таких технологических изменений - необходимость адекватного описания погрешностей данных, подлежащих усвоению. Погрешности спутниковых измерений гораздо легче количественно оценить, чем погрешности данных ТВЗА.

Информативность измерений МТВЗА-ГЯ в 5-ти «тропосферных» и 1-м «нижне-стратосферном» каналах температурного зондирования исследована Гидрометцентром России и НИЦ «Планета» [4] путем оценки вклада этих измерений в систему глобального усвоения данных Гидрометцентра России (сравнительно со вкладом других видов наблюдений). Численные эксперименты с использованием разработанных процедур коррекции смещений и контроля качества спутниковых данных показали, что в северном полушарии эффект от усвоения данных МТВЗА-ГЯ нейтральный. В южном полушарии

эффект усвоения данных МТВЗА-ГЯ ощутимо положительный, в частности, среднеквадратичная погрешность трехсуточного прогноза геопотенциальной высоты на поверхности 500 гПа составляет в базовой конфигурации 52 м, а с добавлением наблюдений МТВЗА-ГЯ – 46 м (т.е. улучшение составляет 12%).

Список используемых источников

1. Асмус В.В., Загребаев В.А., Макриденко Л.А. и др. Система полярно-орбитальных метеорологических спутников серии “Метеор-М” // Метеорология и гидрология. 2014. № 12. С. 5–16.
2. Асмус В.В., Тимофеев Ю.М., Поляков А.В. и др. Температурное зондирование атмосферы по данным спутникового ИК фурье-спектрометра ИКФС-2 // Изв. РАН. Физика атмосферы и океана. 2017. Т. 53. № 4. Р. 487–492.
3. Болдырев В.В., Горобец Н.Н., Ильгасов П.А. и др. Микроволновый сканер/зондировщик МТВЗА-ГЯ КА «МЕТЕОР-М» №1 // Вопросы электромеханики. 2008. Т.107. С. 22-25.
4. Гайфулин Д.Р., Цырульников М.Д., Успенский А.Б. и др. Численные эксперименты по использованию измерений спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ в системе усвоения данных Гидрометцентра России // Метеорология и гидрология. 2017. № 9, с. 36-47.
5. Головин Ю.М., Завелевич Ф.С., Никулин А.Г. и др. Бортовые инфракрасные Фурье-спектрометры для температурно-влажностного зондирования атмосферы Земли // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 6. С. 25–37.
6. Головин Ю.М., Завелевич Ф.С., Козлов Д.А. и др. Инфракрасный фурье-спектрометр ИКФС-2: результаты эксплуатации на борту метеоспутника “Метеор-М” No 2 // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 4. С. 88–100.
7. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Успенский А.Б. Температурно-влажностное зондирование атмосферы по данным спутникового ИК-зондировщика высокого спектрального разрешения ИКФС-2 // Исслед. Земли из космоса. 2009. № 5. С. 3–10.
8. Поляков А.В., Тимофеев Ю.М., Виролайнен Я.А. и др. Спутниковый атмосферный зондировщик ИКФС-2. 1. Анализ измерений спектров уходящего излучения // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 5. С. 71–78.
9. Поляков А. В., Тимофеев Ю. М., Успенский А. Б. и др. Спутниковый атмосферный зондировщик ИКФС-2. 2. Валидация результатов температурного зондирования атмосферы // Исслед. Земли из космоса. 2018. № 1. С. 81–90.
10. Рублев А.Н., Успенский А.Б., Пяткин В.П., Русин Е.В. Быстрая модель радиационного переноса для анализа данных гиперспектрального ИК-зондировщика спутников серии "Метеор-М" // Исслед. Земли из космоса. 2013. № 6. С. 16–24.
11. Успенский А.Б., Троценко А.Н., Рублев А.Н. Проблемы и перспективы анализа и использования данных спутниковых ИК-зондировщиков высокого спектрального разрешения // Исслед. Земли из космоса. 2005. № 5. С. 18–33.
12. Успенский А.Б., Рублев А.Н. Современное состояние и перспективы спутникового гиперспектрального атмосферного зондирования // Исслед. Земли из космоса. 2013. №6. С.4-15.
13. Успенский А.Б., Асмус В.В, Козлов А.А. и др. Абсолютная калибровка каналов атмосферного зондирования спутникового микроволнового радиометра МТВЗА-ГЯ // Исслед. Земли из космоса. 2016. № 5. С. 57-70.
14. Joo S., J. Eyre and R. Marriott. The Impact of MetOp and Other Satellite Data within the Met Office Global NWP System Using an Adjoint-Based Sensitivity Method // Mon. Wea. Rev., 141, 3331–3342. doi: 10.1175/MWR-D-12-00232.1.
15. Rodgers C.D. Inverse methods for atmospheric sounding. Theory and practice. Series on Atmospheric, Oceanic and Planetary Physics: Vol. 2. Singapore, L.: World Scientific Publishing, 2000. 253 p.

16. Smith W.L. Atmospheric soundings from satellites-false expectations or the key to improved weather prediction // Q. J. R. Meteorol. Soc. 1991. V. 117. P. 267-297.

Н.В. Федосеева
кандидат географических наук;
Ю.В. Ефимова
кандидат географических наук
Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

ПРИМЕНЕНИЕ СПУТНИКОВОЙ СЪЕМКИ В КАНАЛАХ ВОДЯНОГО ПАРА ПРИ ДЕШИФРИРОВАНИИ ГОРНЫХ ВОЛН

Данная работа посвящена анализу условий формирования горных волн с применением спутниковых изображений в канале водяного пара, полученных.
Ключевые слова: спутниковая метеорология, горные волны, Terra, Aqua.

ВВЕДЕНИЕ

Особо опасным видом атмосферных возмущений являются «невидимые» горные волны, которые возникают в условиях недостаточной влажности, вследствие чего волнистые облака не формируются, и турбулентность ясного неба. Сложность обнаружения таких зон осложняется тем фактом, что они не обнаруживаются с помощью радиолокатора. Актуальность данной работы связана с большим риском эксплуатации воздушных судов при формировании горных волн и орографической турбулентности.

Горные волны - это волновые воздушные движения на подветренной стороне хребта горы, возникающие вследствие нарушения горизонтального потока воздуха горным препятствием. Такие волны также называют подветренными или орографическими. Подветренные волны формируются при перетекании потока воздуха через препятствие в виде горы и развиваются в случае, когда в атмосфере наблюдаются устойчивые условия. Такие волны сохраняются на сотни километров вниз по потоку в теплых секторах, либо впереди теплого фронта, либо при сильном ветре в антициклоне.

Орографические волны, которые образуются за препятствиями, представляют собой самые распространенные в природе и хорошо изученные атмосферные гравитационные волны. Характеристики подветренных волн в целом определяются характеристиками воздушного потока и самого горного препятствия, а именно: скоростью потока, ориентацией потока относительно хребта, стратификацией воздушной массы, высотой хребта относительно окружающей его подстилающей поверхности.

Горные волны могут прослеживаться на больших высотах даже над невысокими горами. Они существуют не только в тропосфере, но и в стратосфере, до высот, которые до 5 раз превышают высоту хребта. Отмечаются на горизонтальных расстояниях до 20 раз больших, чем высота препятствия. В вершинах горных волн может образовываться турбулентность, однако это происходит не всегда. Поскольку волновое движение это разновидностью ламинарного движения, переход из одного типа движения в другой может быть очень резким, отмечается он обычно в слоях, где есть большие градиенты скорости ветра, перпендикулярные горному препятствию. Когда турбулентность все же возникает, ее появление возможно не только в облаках, но и при безоблачном небе.

Благоприятными для развития турбулентности условиями являются все процессы, при которых сильные ветры дуют перпендикулярно горному хребту. Облачные полосы над гребнями орографических волн возникают и сохраняются в пространстве, в том случае, когда отмечается достаточная относительная влажность. Полосы облаков представлены слоисто-кучевыми, высоко-кучевыми, реже перистыми облаками, при этом тип облаков определяется высотой горного препятствия. Существование горных волн на спутниковых изображениях можно дешифрировать по наличию с подветренной стороны препятствия волнистых облаков.

ПРИМЕНЕНИЕ СЪЕМКИ В КАНАЛАХ ВОДЯНОГО ПАРА ПРИ ДЕШИФРИРОВАНИИ ГОРНЫХ ВОЛН

В ходе работы была получена серия снимков полуострова Индокитай с самолетом «Аэрофлота», попавшим 01.05.2017 в зону турбулентности ясного неба в этом регионе, за 4:45 часа до происшествия, спустя 6 часов, и 9 часов после экстремальной ситуации. Анализ всех трех снимков показал, что на протяжении всего этого промежутка времени над территорией Индокитая наблюдались горные волны, не обнаруживаемые на снимках в видимом и тепловом каналах. Только каналы в полосах поглощения водяного пара позволяют увидеть данный вид волн (см. рисунок 1).

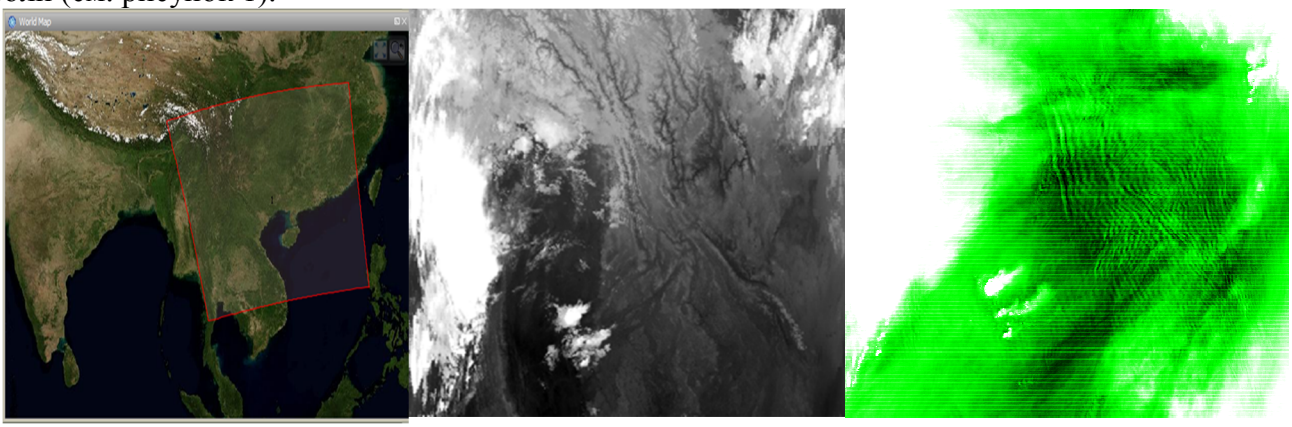


Рис. 1. Карта со сценой снимка (слева) и фрагмент снимка полуострова Индокитай от 30.04.17, 19:15 UTC *в ИК-тепловом канале (в центре) и в канале водяного пара после эквализации и колоризации (справа), MODIS, Aqua.*

На рис. 2. приведен фрагмент снимка в случае формирования горных волн над Южным Уралом.

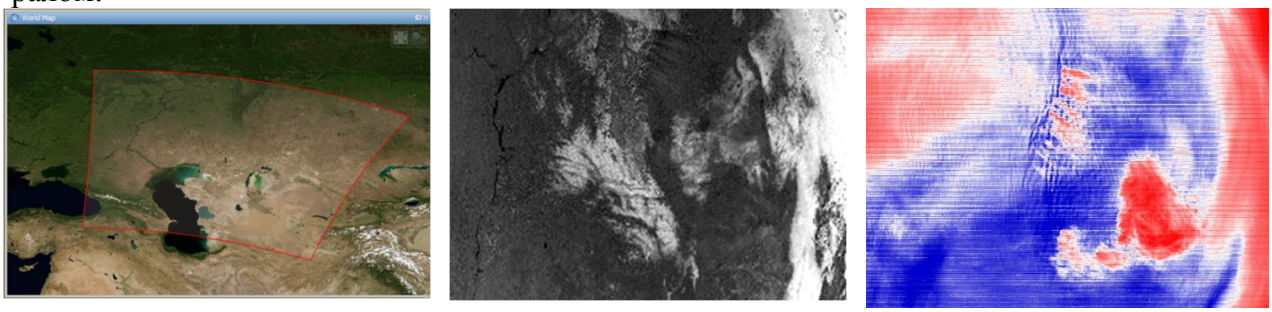


Рис. 2. Карта со сценой снимка (слева) и фрагмент снимка от 13.11.2008, 07:20 UTC *(Южный Урал) в видимом канале (в центре), в канале водяного пара после эквализации и колоризации (справа), MODIS Terra.*

Синоптическая ситуация над Южным Уралом позволяет диагностировать благоприятные условия для формирования «невидимых» горных волн. На рисунке 3 представлены карты барической топографии за 13 ноября 2008 года 06 00 UTC на которых в районе Южного Урала наблюдается глубокая ложбина от арктического циклона. В районе существования горных волн наблюдается высокоградиентная зона давления с волнообразным изгибом изобар. На высотной карте АТ500 в исследуемом районе наблюдается высотная фронтальная зона. Горные волны обнаруживаются на ее южной периферии.

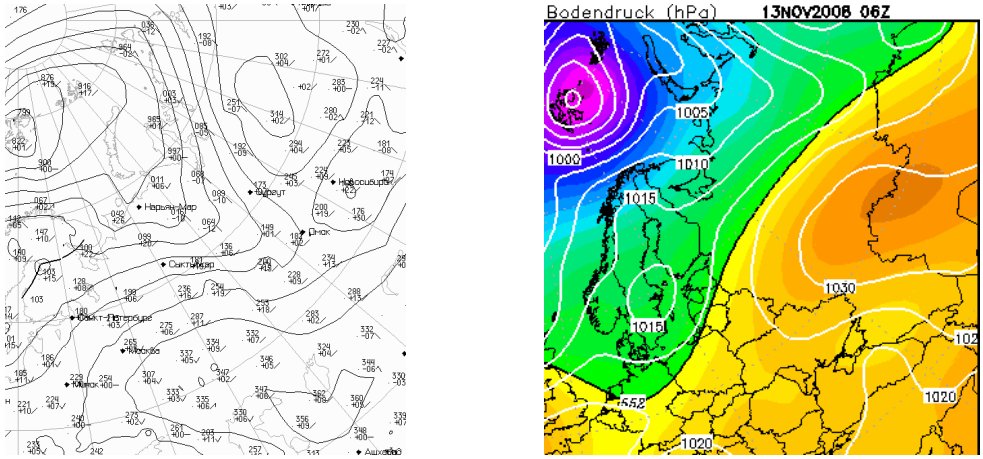


Рис. 3. Карты барической топографии. Приземная карта (слева). Карта абсолютной топографии 500 гПа (справа).13.11.08, 06 00 UTC

На рисунке 4 приведен фрагмент снимка в видимом канале, демонстрирующий орографическую облачность, и канале водяного пара от 29.12.04, 10:35 UTC над акваторией Средиземного моря, между Испанией и Алжира, на котором обнаруживаются как волнистые облака над Алжиром (видимый диапазон), так и невидимые горные волны над Испанией и Средиземным морем.

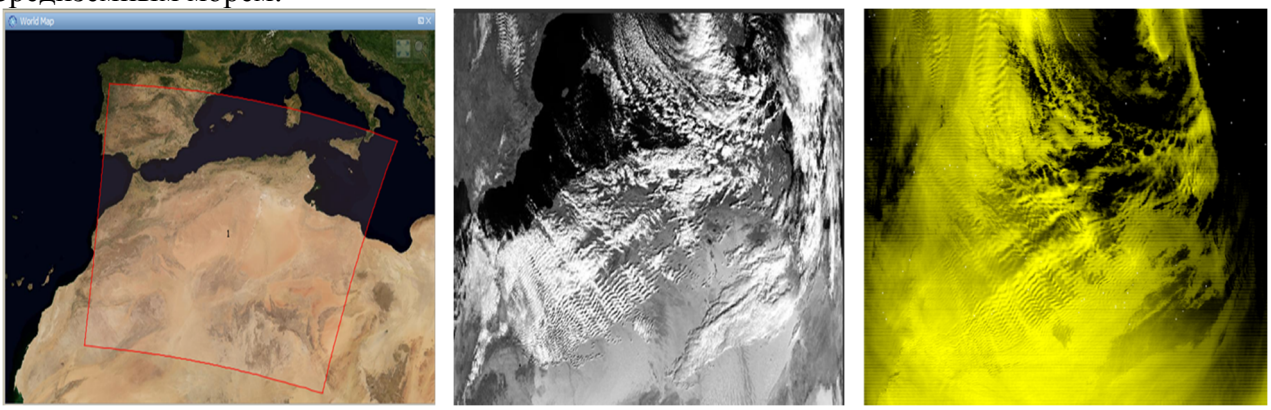


Рис. 4. Карта со сценой снимка (слева) и фрагмент снимка от 29.12.04, 10:35 UTC в видимом диапазоне спектра (в центре) и в канале водяного пара после колоризации и эквализации (справа). MODIS Terra.

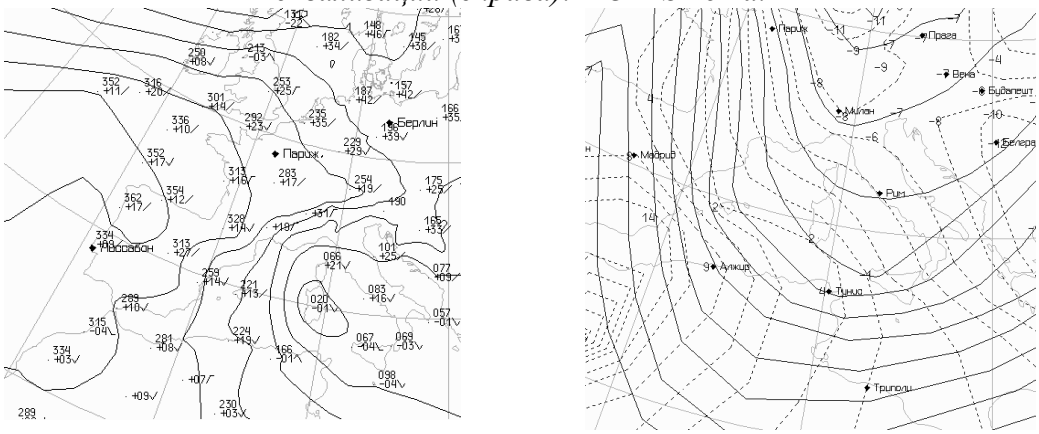


Рис. 5. Карты барической топографии. Приземная карта (слева). Карта абсолютной топографии 500 гПа (справа). 29.12.04, 09:00 UTC

Синоптическая ситуация для данного случая представлена на рисунке 5. Интересно, что, как и в предыдущем случае, на приземной карте в районе формирования горных волн обнаруживается высокоградиентная зона с многочисленными волнообразными изгибами

изобар. На высотной карте АТ500 горные волны также образуются на южной периферии высотной фронтальной зоны.

В результате проведённого исследования можно сделать выводы о том, что областью, благоприятной для формирования горных волн, может являться южная периферия высотной фронтальной зоны. Характерным признаком их существования на приземной карте может служить высокоградиентная зона с волнообразными изгибами изобар.

Спутниковые снимки в полосах поглощения водяного пара является единственным надежным доказательством существования горных волн даже в условиях недостаточной влажности для формирования волнистых облаков.

Список используемых источников

1. *Wimmers, Anthony; Griffin, Sarah; Gerth, Jordan; Bachmeier, Scott; Lindstrom (2017),* Observations of gravity waves with high-pass filtering in the new generation of geostationary imagers and their relation to aircraft turbulence. Weather and Forecasting , Volume preprint: 1 – Oct 30.

2. *D. Eckermann and D. L. Wu* (2012), Satellite detection of orographic gravity-wave activity in the winter subtropical stratosphere over Australia and Africa, GEOPHYSICAL RESEARCH LETTERS, 39. pp 23-27.

Н.В. Федосеева
кандидат географических наук;
В.О. Лопуха
Российский государственный гидрометеорологический университет, г. Санкт-Петербург

АНАЛИЗ ОБЛАЧНОСТИ МЕЗОМАСШТАБНЫХ ПОЛЯРНЫХ ВИХРЕЙ ПО МУЛЬТИСПЕКТРАЛЬНЫМ СПУТНИКОВЫМ ДАННЫМ

Данная работа посвящена анализу микрофизического состава облачности полярных циклонов по данным мультиспектральных спутниковых изображений, полученных при помощи спутников SUOMI NPP и Aqua, Terra. Предложены методы для комплексного анализа микрофизического состава облачности мезомасштабных вихрей над полярными морями России.

Ключевые слова: спутниковая метеорология, полярные циклоны, SUOMI NPP, Terra.

ВВЕДЕНИЕ

Мезомасштабные вихри, образующиеся к полюсу от основной бароклинной зоны, получили название - полярные циклоны. Акватория Северо-Европейского бассейна является наиболее хорошо изученной областью появления мезомасштабных полярных циклонов в Северном полушарии. Она благоприятна для формирования полярных циклонов ввиду значительной разницы температур в приводном слое. Такая разница усилена теплым атлантическим течением на севере и массивом дрейфовых льдов. Полярные циклоны над морями восточной части российской Арктики менее изучены, чем над западной её частью [1].

Арктический климат играет главную роль в частоте появлений и интенсивности полярных циклонов. Формирование новых областей, благоприятных для зарождения и развития мезомасштабных циклонов, связано с глобальным потеплением и сокращением площади ледяного покрова в морях Северного Ледовитого океана. К таким районам относятся Восточно-Сибирское, Чукотское море и море Лаптевых. Это связано с тем, что ранее акватории вышеперечисленных морей в течение всего года были покрыты льдом, сейчас же летом и осенью они полностью освобождаются от него [2].

Размер полярных циклонов варьируется от 100 до 1000 км, т.е. их размер весьма незначителен в сравнении с внетропическими циклонами. Этим объясняет тот факт, что мезомасштабные циклоны трудно обнаружить в поле давления.

Для мезомасштабных полярных циклонов характерен короткий срок жизни, относительно крупномасштабных атмосферных вихрей. В среднем он составляет от нескольких часов до 3 суток, при условии малоподвижности и нахождения над водной поверхностью они могут существовать в течении более продолжительного времени.

Процесс их зарождения и развития проходит быстро и характеризуется резким падением давления. Из-за малого количества метеорологических станций, сложно определить давление на уровне море в центре мезомасштабного полярного циклона. Выделение полярных циклонов в отдельный подтип вызвано тем, что они относятся к морским системам со скоростью приземного ветра, превышающей 15 м/с. Средние значения скорости ветра, лежат в пределах 18.5-23.5 м/с, иногда достигая ураганной силы, при сильной конвергенции ветра в нижних слоях и дивергенции в верхних слоях атмосферы [3].

Проявляемый к полярным циклонам интерес связан в первую очередь с внезапным и резким ухудшением погоды в зоне их возникновения и возможным участием этих мезовихрей в формировании глубинных водных масс в районах частого мезомасштабного циклогенеза. Осадки и облачность в таких мезовихрях распространяются по горизонтали на 150-250 км, по

вертикали до 3 км. Такие возмущения не имеют экстремальных высот из-за их малых размеров и короткого времени существования. Для нижних слоев атмосферы в области полярных циклонов характерна неустойчивая термическая стратификация, вызванная перемещением холодного воздуха на относительно теплую подстилающую поверхность [4,5].

Исследование полярных циклонов особенно актуально ввиду интенсивного освоения российской Арктики и возникновения в арктических морях России новых районов формирования мезоциклонов, вызванных резким уменьшением за последние годы площади ледового покрова Северного Ледовитого океана. Данные мультиспектральной спутниковой съемки, благодаря хорошему покрытию полярных регионов и относительно высокой периодичности, являются лучшим инструментом для мониторинга полярных циклонов, в отличие от синоптических карт и численных моделей прогнозов погоды. Применение метода цветового синтезирования спутниковых изображений, основанного на использовании дальних ИК каналов позволяет анализировать эволюцию облачной системы полярных циклонов в условиях как дневной, так и ночной съемки и полярной ночи, что особенно актуально в рассматриваемом регионе.

ПОЛЯРНЫЙ ЦИКЛОН 12 МАРТА 2017 Г. НАД БАРЕНЦЕВЫМ МОРЕМ

Полярный циклон обнаружен при визуальном анализе спутниковых изображений 12 марта 2017 года в районе Баренцева моря (рисунок 1). Проводится сравнительный анализ микрофизического состава поля облачности полярного циклона по данным мультиспектральных спутниковых снимков, полученных при помощи спектрорадиометров MODIS, установленного на борту спутника Terra и VIRS метеорологического спутника SUOMI NPP (серии NOAA).

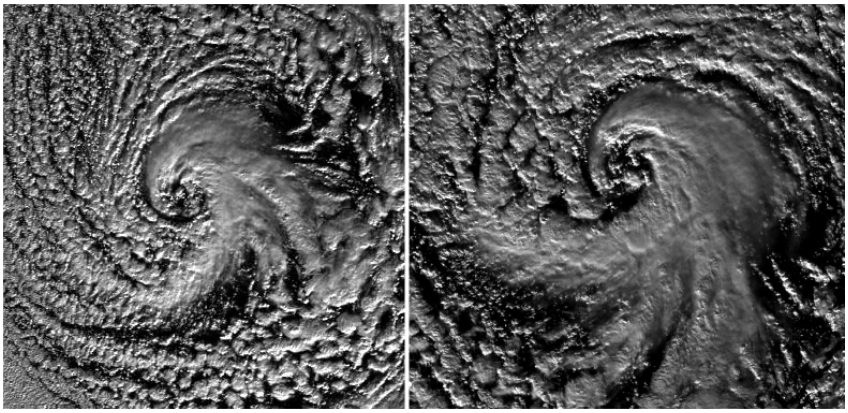


Рис. 1. Полярный циклон в районе Баренцева моря, 12 марта 2017 года, 8.35 UTC. Спутниковое изображение в видимом диапазоне: слева – MODIS (спутник Terra), справа – VIRS (спутник SUOMI NPP).

В ходе выполнения работы были получены цветосинтезированные изображения (модели A, B, C) с использованием каналов оптического и ИК диапазона. На рисунке 2 приведены цветосинтезированные спутниковые изображения, позволяющие проанализировать микрофизический состав облачности полярного циклона в Баренцевом море. Таблица цветовых соответствий представлена на рисунке 3.

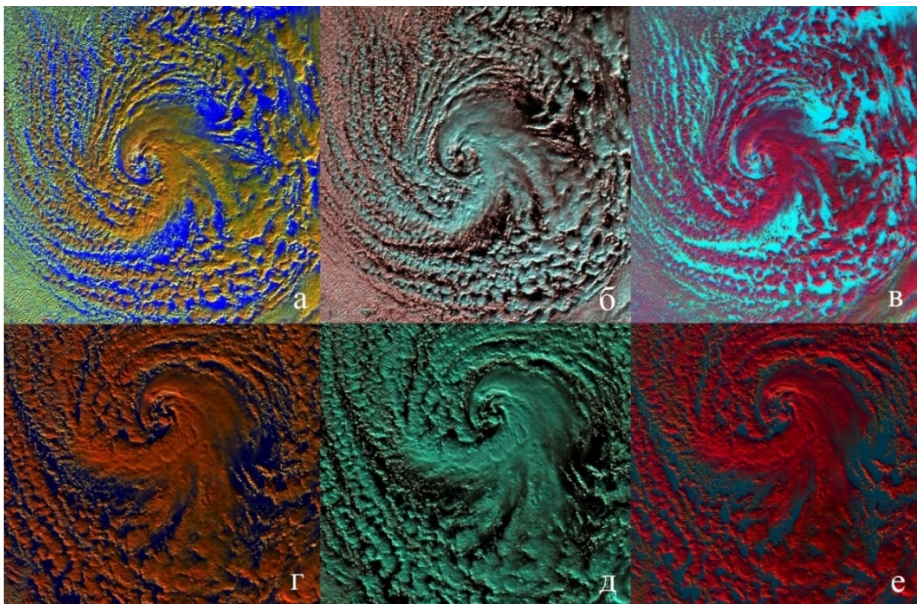


Рис. 2. Полярный циклон в районе Баренцева моря, 12 марта 2017 г., 8.35 UTC. Модель A, MODIS (Terra) (а), Модель B, MODIS (Terra) (б), Модель C, MODIS (Terra) (в), Модель A SUOMI NPP (г), Модель B, SUOMI NPP (д), Модель C, SUOMI NPP (е).

Облачная система обнаруженного мезомасштабного полярного циклона имеет спиралевидную форму, в основном состоящую из больших ледяных кристаллов облачности верхнего яруса с вкраплениями мелких капель воды, составляющими массив слоисто-кучевой облачности. Наиболее отчетливо это прослеживается на спутниковом изображении MODIS (Terra), с применением модели B, в то время как изображение SUOMI NPP с аналогичной моделью, менее информативно. Однако, в случае использование модели A снимок SUOMI NPP, позволяет более детально проанализировать микрофизический состав, в сравнении с моделью A по снимку MODIS (Terra) и выявить наличие капель воды малых размеров во внутренней части облачной спирали. При использовании Модели C данные обоих спутников (Terra, Suomi NPP) позволяют проанализировать микрофизический состав облачности с одинаковой детализацией. Таким образом, можно прийти к выводу о том, что совместное использование различных моделей цветового синтеза и данных различных спутниковых систем, является наилучшим решением для выполнения поставленной задачи. Стоит отметить, что благодаря более высокому пространственному разрешению (375 м) данные, полученные при помощи VIRS метеорологического спутника SUOMI NPP (серии NOAA) в сравнении с данными полученными при помощи датчика MODIS (1 км), являются наиболее информативными и позволяют проводить детальный анализ, в том числе и отдельных конвективных ячеек поля облачности рассматриваемых полярных циклонов.



Рис. 3. Таблицы цветовых соответствий различных типов подстилающей поверхности на спутниковых изображениях, полученных в условиях дневной съемки.

Список используемых источников

1. *Rasmussen, Erik A., and John Turner*: Polar Lows: Mesoscale Weather Systems in the Polar Regions, Cambridge University Press, 2003. 412 p

2. *Заболотских Е. В., Гурвич И. А., Шапрон Б.*. Новые районы распространения полярных циклонов в Арктике как результат сокращения площади ледового покрова.: РГГМУ. Исследование Земли из космоса - дистанционные исследования атмосферных процессов в Арктике, 2015, № 2, с. 64–77

3. *Forsythe, J.M. and J. M. Haynes*, 2015: CloudSat Observes a Labrador Sea Polar Low. Bull. Amer. Meteor. Soc., 96(8), 1229–1231

4. *Лагун В.Е., Язев А.И.* Глобальное распределение и временная изменчивость параметров циклонических возмущений в атмосфере // Доклады РАН. 1994. Т. 334. №5. с. 642-645.

5. *Forbes G.S., Lottes W.D.* Classification of mesoscale vortices in polar aistreams and the influense of the large-scale environment on their evolutions // Tellus. 1985. Vol. 37A. P. 132–155.

М.В. Чибисова;
А.В. Рыбин,
кандидат геолого-минералогических наук;
А.В. Дегтерев,
кандидат геолого-минералогических наук;
Институт морской геологии и геофизики ДВО РАН, г. Южно-Сахалинск

СПУТНИКОВЫЙ МОНИТОРИНГ ВУЛКАНИЧЕСКОЙ АКТИВНОСТИ НА КУРИЛЬСКИХ ОСТРОВАХ: 15 ЛЕТ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ САХАЛИНСКОЙ ГРУППЫ РЕАГИРОВАНИЯ НА ВУЛКАНИЧЕСКИЕ ИЗВЕРЖЕНИЯ (SVERT).

В пределах островной суши Курильских островов находятся 36 активных вулканов, большая часть из них является потенциально опасными для населения и авиации. Приводится анализ современного состояния проблемы мониторинга вулканической активности на Курильских островах и данные по извержениям за 15 лет, полученные дистанционными методами. В этот период активность вулканов Курильских островов была повышенной: произошло эксплозивное извержение на вулканах Иван Грозный, Чикурачки и Чиринкотан, эффузивное извержение на вулкане Сноу, эксплозивно-эффузивное на вулкане Пик Сарычева, активизация вулканов Алаид, Синарка, Экарма, Кудрявый.

Ключевые слова: Курильские острова, вулканы, мониторинг вулканической активности, спутниковые методы.

ВВЕДЕНИЕ

На Курильских островах насчитывается более 68 четвертичных вулканических построек, среди которых 36 являются действующими и потенциально опасными. В 2003 г. для организации мониторинга активных вулканов Курильских островов на базе ИМГиГ ДВО РАН совместно с Сахалинским филиалом Геофизической службы РАН и ФГУ НПП «Росгеолфонд» при поддержке Аляскинской вулканологической обсерватории (AVO, University of Alaska, Fairbanks) была создана группа SVERT – Сахалинская группа оперативного реагирования на вулканические извержения [10]. Зона ответственности группы SVERT включает территорию от о-ва Кунашир до о-ва Онекотан. Наблюдения за вулканами северной группы островов (Парамушир и Атласова) по взаимной договоренности проводит Камчатская группа оперативного реагирования на вулканические извержения (KVERT).

Основные направления деятельности группы SVERT связаны со сбором и анализом всей доступной информации по активным вулканам Курильских островов и создании на этой основе ежедневных информационных отчетов. Для оперативного мониторинга SVERT использует спутниковые снимки спутников AQUA и TERRA (MODIS) и аналогичные продукты, построенные на основе данных NOAA (AVHRR/POES), поставляемые центром регионального спутникового мониторинга окружающей среды ДВО РАН (www.satellite.dvo.ru) и данные с информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» VolSatView разработанный совместно ИВиС ДВО РАН, ИКИ РАН, ВЦ ДВО РАН и НИЦ «Планета» [3,4].

Увеличение количества и качества принимаемых сцен значительно расширило возможности для выявления термальных аномалий как предвестников вулканических извержений и идентификации пепловых выбросов для всех вулканов Курильских островов.

ОСНОВНЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ГРУППЫ SVERT

В течение прошедших 15 лет на Курильских островах зафиксированно 32 проявление вулканической активности (рис. 1): сильное эксплозивно-эффузивное извержение вулкана Пик Сарычева (о. Матуа) в 2009 году. Первые предвестники в виде термальной аномалии были

зафиксированы за 23 часа до начала извержения при помощи спутниковых данных. В период извержения произошло более 23 вулканических взрывов, эруптивные тучи поднимались на высоту до 8-16 км. Шлейф вулканического пепла протягивался на запад и северо-запад на 1.5 тыс. км, на восток и юго-восток более, чем на 3 тыс. км. Впервые за историческое время наблюдалось выпадение пепла на территории о. Сахалин, а также на северо-востоке Хабаровского края [10, 11]. Извержение не представляло существенной угрозы для населения в силу значительной удаленности населенных пунктов. Наибольшую опасность представляли пепловые облака, осложнявшие ситуацию для авиалиний, проходящих вдоль Курильских островов. Эксплозивное извержение на вулкане Пик Сарычева в течение нескольких дней затрудняло работу авиакомпаний. Сотни международных полетов были отложены, многие полеты отменены. Информация о готовящемся извержении и динамике распространения пепловых облаков представлялась группой SVERT всем заинтересованным организациям.

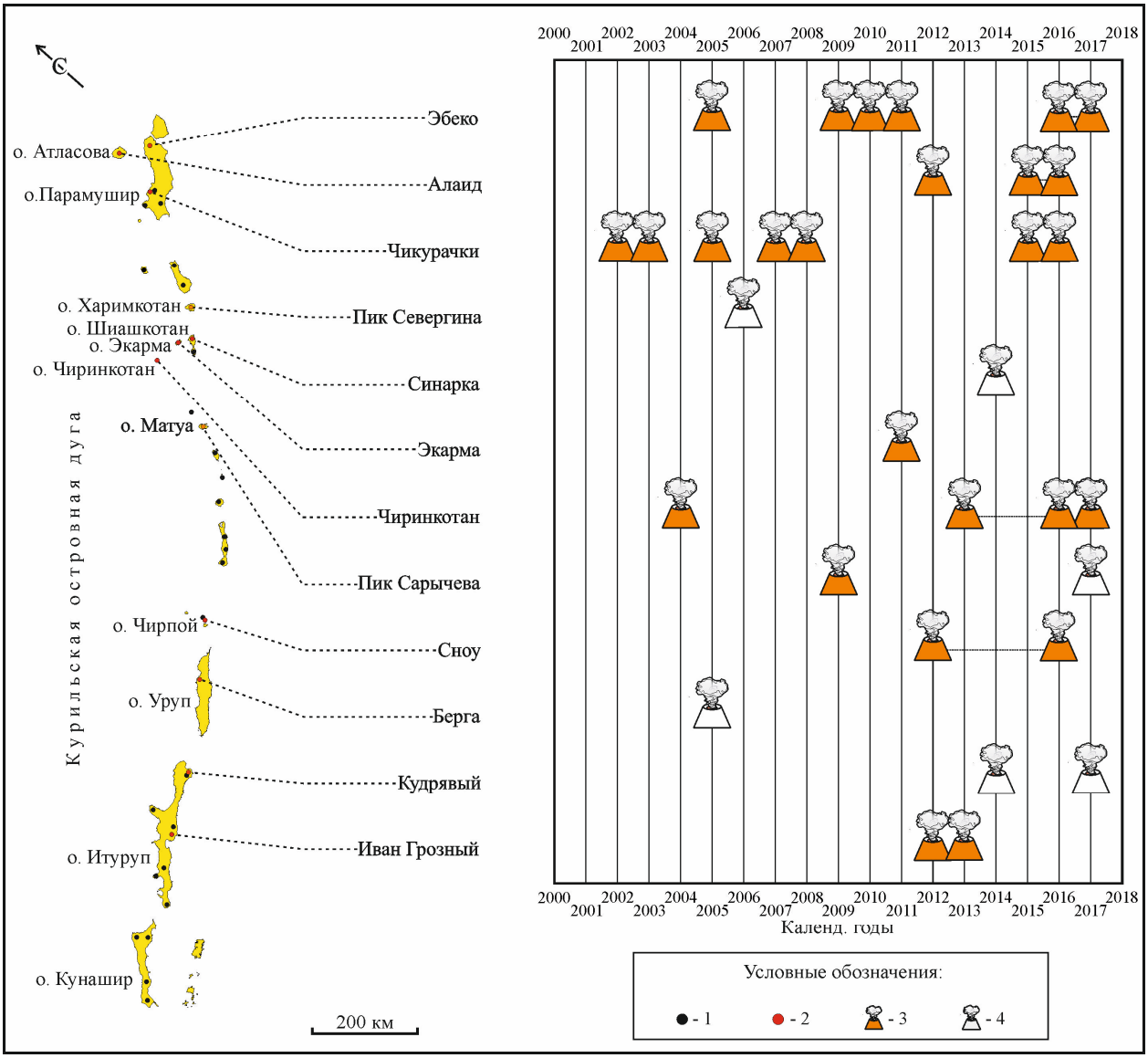


Рис. 1. Хронология извержений вулканов Курильских островов в XXI в. и их географическое положение. Условные обозначение: 1 - действующие вулканы, 2 - действующие вулканы, проявляющие активность в XXI в., 3 - вулканические извержения, 4 - усиление парогазовой активности (активизация).

Эксплозивные от слабого до умеренного извержения наблюдались на вулканах Иван Грозный (2012, 2013) [5], Чикурачки (2002, 2003, 2005, 2007, 2008, 2015, 2016 гг.)[1, 2] и Чиринкотан (2013-2015, 2016, 2017 гг.) с выбросом пеплового материала на высоту до 8 км [6, 7, 9].

После 30-летнего периода покоя, на вулкане Сноу в ноябре 2012 года началось побочное эффузивное извержение, продолжавшееся на протяжении четырех лет и проявлявшееся в излиянии лавового потока и слабых, преимущественно парогазовых, выбросов. Его основные особенности были изучены на основе данных дистанционного зондирования, особенно хорошо прослеживалось увеличение площади лавового потока [6, 8].

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

На Курильских островах в XXI веке зафиксировано 32 эпизода вулканической активности. При этом преобладали непродолжительные (от нескольких часов до нескольких дней) слабые и умеренные эксплозивные извержения (VEI=0-3). Наиболее активными были вулканы о. Парамушир - Чикурачки (9 событий) и Эбеко (5 событий). Самым мощным извержением за рассматриваемый период было эксплозивно-эффузивное извержение влк. Пик Сарычева (о. Матуа) 11-19 июня 2009 г., самым длительным - эффузивное извержение влк. Сноу (о. Чирпой). Общий объем изверженного материала за 2000-2017 гг. не превышает 0,3-0,4 км^3.

В целом, как показала практика деятельности группы SVERT, спутниковый мониторинг в настоящее время является наиболее надежным и информативным методом для наблюдения за активными вулканами Курильских островов. Увеличение количества и качества принимаемых сцен значительно расширило возможности для выявления термальных аномалий как предвестников вулканических извержений и идентификации пепловых выбросов. Полученные визуальные наблюдения позволяют нам более точно интерпретировать спутниковые данные. В настоящее время для решения проблем вулканоопасности и оперативного контроля труднодоступных территорий Курильских островов наиболее оптимальным и экономически целесообразным является развитие методов спутникового дистанционного зондирования.

Список используемых источников

1. *Гирина О.А., Малик Н.А., Котенко Л.В.* Активность вулкана Чикурачки (о.Парамушир, Северные Курилы) в 2002-2007 гг. по данным KVERT // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2008. №1. Вып.11. С. 67-73.

2. *Гирина О.А., Маневич А.Г., Нуждаев А.А.* Извержение вулкана Чикурачки (о. Парамушир, Северные Курилы) в 2016 г. // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2016. Т. 13. № 2. С. 235-239.

3. *Гордеев Е.И., Гирина О.А., Лупян Е.А., и др.* Информационная система VOLSATVIEW для решения задач мониторинга вулканической активности Камчатки и Курил // Вулканология и сейсмология. – 2016. – № 6. – С. 1 – 16.

4 *Ефремов В.Ю., Гирина О.А., Крамарева Л.С., и др.* Создание информационного сервиса «Дистанционный мониторинг активности вулканов Камчатки и Курил» // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2012. – Т. 9, № 5. – С. 155 – 170.

5. *Жарков Р.В., Козлов Д.Н.* Эксплозивное извержение вулкана Иван Грозный в 2012-2013 гг. (остров Итуруп, Курильские острова) // Вестник ДВО РАН. – 2013. – №3. – С. 39 – 44.

6. *Рыбин А.В., Дегтерев А.В., Чибисова М.В., Гурьянов В.Б., Коротеев И.Г.* Вулканическая активность на Курильских островах в 2012-2015 гг. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2016. – № 2. – Вып. 30. – С. 77 – 87.

7. *Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В.* Активность вулкана Чиринкотан (о. Чиринкотан, Северные Курильские острова) в 2013–2016 гг. //Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. – 2017. – Т. 14. – № 4. – С. 76 – 84.

8. *Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В., Гурьянов В.Б.* Вулканическая активность на Курильских островах в XXI в. // Вестник ДВО РАН. – 2017. – № 1. – С. 51 – 62.

9. *Рыбин А.В., Чибисова М.В., Дегтерев А.В.* Активность вулканов Курильских островов в 2016 г. // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. – 2017. – № 1. – Вып. 33. – С. 83 – 88.

10. *Рыбин А.В., Чибисова М.В., Коротеев И.Г.* Проблемы мониторинга вулканической активности на Курильских островах // Вестник ДВО РАН. – 2010. – №3. – С. 64 – 72.

11. *Rybin A., Chibisova M., Webley P. et al.* Satellite and ground observations of the June 2009 eruption of Sarychev Peak volcano, Matua Island, Central Kuriles // Bulletin of Volcanology. – 2011. – V. 73. № 4. – P. 40 – 56.

Е.А. Шарков,
А.В. Кузьмин,
Т.О. Козлова,
Н.Ю. Комарова,
П.Ю. Минаев,
Е.В. Пашинов,
А.С. Позаненко,
И.Н. Садовский,
Д.С. Сазонов,
В.В. Стерлядкин,
Ю.Б. Хапин,
А.М. Черненко,
Институт космических исследований РАН, Москва

ЗАДАЧИ КОСМИЧЕСКОГО ЭКСПЕРИМЕНТА «КОНВЕРГЕНЦИЯ»

Формулируются цели и задачи будущей космической миссии «Конвергенция». Особенностью миссии является получение детальных трехмерных полей влажности в тропосфере. Приводится описание проектируемой аппаратуры, которая будет установлена на Международной космической станции, проводится оценка ее возможностей по определению метеорологических параметров атмосферы и подстилающей поверхности. Обсуждаются основные научные задачи и методы их решения на базе комплексных измерений в микроволновом, оптическом и гамма диапазонах длин волн.

Космический эксперимент (КЭ) «Конвергенция», планируемый к выполнению на российском сегменте Международной космической станции (МКС), имеет полное название «Определение детальных профилей температуры и влажности атмосферы при исследовании генезиса атмосферных катастроф». Целью КЭ «Конвергенция», является исследование механизмов генезиса и эволюции крупномасштабных кризисных атмосферных процессов типа тропических циклонов и среднеширотных ураганов как одних из основных элементов в формировании глобального массо- и влагообмена в системе океан-атмосфера. Планируется измерение абсолютных радиояркостных температур системы атмосфера-океан тропиков в диапазоне 6…220 ГГц, определение детальных профилей температуры и влажности атмосферы, проведение исследований по круглосуточному обнаружению вспышек молний, регистрация гамма-вспышек земного происхождения и определения их связи с грозовой активностью в атмосфере. По сравнению с известными аналогичными миссиями проект «Конвергенция» отличается комплексным подходом, что предполагает получение новых сведений о физических процессах в атмосфере Земли.

Для проведения КЭ «Конвергенция» разрабатываются сканирующий микроволновый радиометр-спектрометр (МИРС) и детектор молний (ДМ), частью которого является гамма-детектор (ГДМ). В настоящее время проходит этап эскизного проекта разработки научной аппаратуры.

Микроволновой радиометр-спектрометр МИРС предназначен для измерения радиотеплового излучения атмосферы Земли и её поверхности в микроволновом диапазоне и представляет собой многоканальный радиометр панорамного типа обзора со сканированием пространства лучами, вращающимися вокруг направления в надир под постоянными углами 48,7 – 51,8° (коническое сканирование) с периодом 1,3 с. При таком способе обзора поверхности Земли для высоты орбиты космического аппарата 410 км полоса обзора составит 830 км с разрешением по поверхности 10 км для высокочастотных каналов. Детектор молний предназначен для обнаружения вспышек молний в полосе захвата 680 км. Гамма-детектор обеспечивает регистрацию и запись спектрально временных параметров гамма-вспышек земного происхождения terrestrial gamma-ray flashes (TGF) с микросекундным временным разрешением в диапазоне 20 кэВ – 10 МэВ. Наблюдение вспышек молний и гамма-излучения ведётся в надир.

Все современные модели формирования погоды и прогноза климата опираются, в существенной мере, на температурно-влажностные данные, которые необходимо предоставлять в глобальных масштабах с малым периодом обновления. При этом необходима информация о высотных профилях температуры и влажности в 6-9 уровнях высот тропосферы, что позволит создать 3D поля влажности, рассчитывать адвекцию водяного пара по любому сечению атмосферы (Ермаков и др., 2016). Именно эта задача является основной для МИРС.

В настоящее время на околоземных орбитах используется более десятка микроволновых радиометрических комплексов, позволяющих получать данные о системе океан-атмосфера и в той или иной мере восстанавливать вертикальный профиль влажности атмосферы. Примерами могут служить SSMIS, который впервые был запущен в 2003 году и до настоящего времени работает на многих спутниках (Bommarito, 1993), европейский прибор MHS (Gangwar, Gohil, 2014), радиометры SAPHIR и ATMS. (Weng, Zou, 2012). Отметим, что практически все радиометрические комплексы для определения вертикального профиля водяного пара в тропосфере используют полосу поглощения 183,31 ГГц. Однако, результаты моделирования показывают, что чувствительность каналов в этой линии к влажности атмосферы в нижних слоях 0 - 3 км очень низкая. На рис. 1а представлены весовые функции для шести каналов, которые используются в радиометрическом комплексе ATMS (угол падения 53°, интегральная влажность 4,1 г/см^2). Достаточную чувствительность к изменению влажности в атмосфере ниже 3 км имеет лишь один канал – 165,5 ГГц, при этом его чувствительность к влажности ниже 1,5 км вообще практически отсутствует.

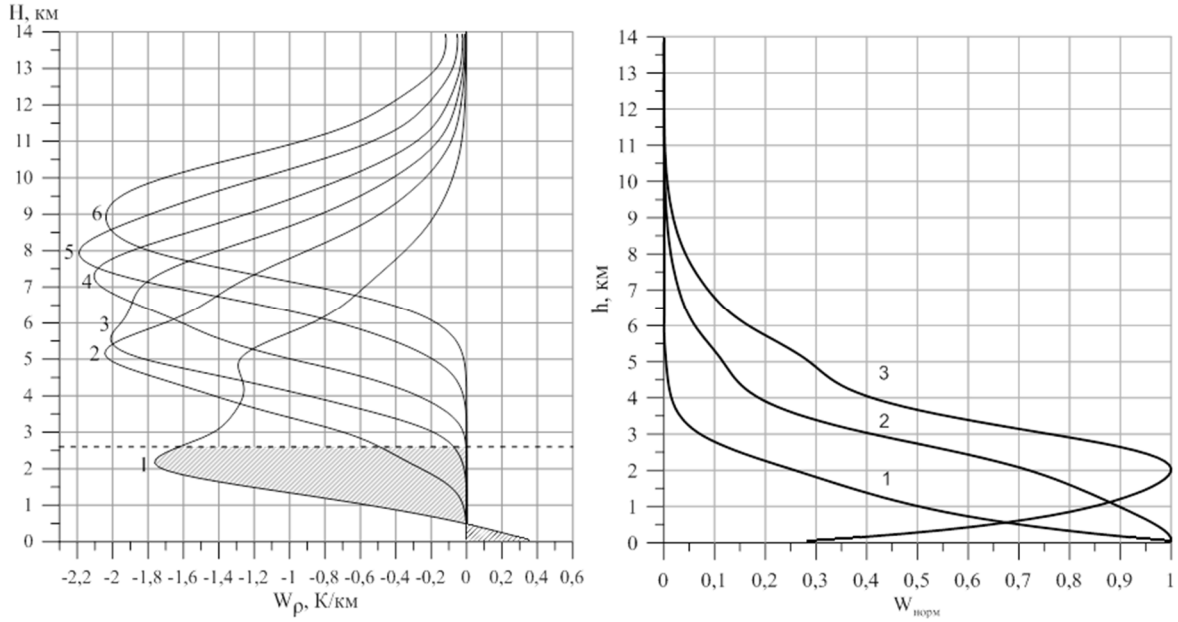


Рис.1 а) Весовые функции чувствительности к изменению влажности для 6-ти каналов прибора ATMS для стандартной тропической атмосферы. 1-165,5; 2-183,31±7; 3-183,31±4,5; 4-183,31±3; 5-183,31±1,8; 6-183,31±1 ГГц. *б). Аналогичные весовые функции для дифференциальных радиометрических сигналов в нижних слоях 0-3 км имеют существенно лучшую избирательность: 1- ν1=27,0 ГГц, ν2=19,0 ГГц; 2- ν1=27,0 ГГц, ν2=26,0 ГГц; , 3- ν1=24,2 ГГц, ν2=25,2ГГц.*

Следовательно, изменение влажности в нижних слоях очень слабо отражается на сигналах во всех каналах. Это приводит к плохой обусловленности обратной задачи и высоким погрешностям при восстановлении профиля влажности в нижних слоях тропосферы. При зондировании участков атмосферы с большим водозапасом, до 60 г/см^2 весовые функции поднимутся к большим высотам, что сделает решение задачи практически невозможным. А ведь именно такие условия представляют большой научный интерес при изучении тропического циклогенеза.

Для решения этой проблемы в программе «Конвергенция» был предложен новый метод дифференциальных измерений в полосе поглощения водяного пара с центром 22,235 ГГц,

предложенный в работе (Стерлядкин, Шарков, 2014; Стерлядкин В.В. и др., 2017; Sterlyadkin et al., 2017). В результате моделирования был получен набор из трёх дифференциальных каналов, которые демонстрируют как высокую чувствительность к влажности в нижних слоях, так и высотную избирательность в слое 0-3км. На рис. 1б показаны весовые функции, рассчитанные для дифференциальных измерений в окрестности полосы поглощения 22,235ГГц. Из данных численного интегрирования следует, что 70-90 % дифференциальных сигналов формируются именно в нижних слоях, при этом весовые функции имеют хорошую избирательность по высоте, поскольку различные дифференциальные каналы откликаются на влажность в различных слоях. Достоинством этого метода является уменьшение вкладов облачности, осадков и подстилающей поверхности на результаты измерений, что повышает точность решения задачи восстановления. С другой стороны, сигналы в полосе 183 ГГц имеют хорошую чувствительность к средним и высоким слоям тропосферы. Таким образом, объединив в радиометре МИРС традиционные измерения в полосе 183 ГГц с новыми дифференциальными измерениями в полосе 22,235 ГГц, планируется улучшить качество восстановления профиля влажности в нижних атмосферных слоях, которые несут основной запас водяного пара и отвечают за развитие опасных явлений.

Детектор молний должен обеспечить регистрацию относительно слабых вспышек не только на ночной стороне Земли, но и на фоне свечения ярких облаков. Объектив будет направлен в надир, угловое поле зрения составит 60*60 градусов, размер снимка с учетом расчетной высоты орбиты накроет 520*520 км. Поскольку длительность вспышки не превышает 1 мс, то оптимальной является частота кадров 1000 Гц. В молниевом разряде наиболее интенсивной является эмиссионная линия атомарного кислорода, представляющая триплет с длинами волн 777,19; 777,42 и 777,54 нм. Это порождает необходимость использования узкополосного интерференционного светофильтра ($\Delta\lambda$=1,4…2 нм). Поскольку рабочий диапазон углов падения на светофильтр составляет около 4^0, а угловое поле зрения 60^0*60^0, проведено проектирование специальной оптической системы объектива. Ожидаемое соотношение сигнал/шум для молний интенсивностью 4,7 мкДж/(м^2*ср) лежит в интервале 8…11. Обработка снимков проводится на борту и в память записывается информация о координатах вспышек, времени, интенсивности и навигационные параметры в точке измерений.

Известно, что со стороны земной поверхности возможна спорадическая генерация гамма излучения. До сих пор источники этого излучения неясны. В проекте «Конвергенция» поставлена научная задача изучение возможной связи гамма всплесков с молниевой активностью. Гамма-детектор обеспечивает регистрацию и запись спектрально временных параметров гамма-вспышек земного происхождения terrestrial gamma-ray flashes (TGF) с микросекундным временным разрешением в диапазоне энергий 20 кэВ – 10 МэВ. Наблюдение вспышек молний и гамма-излучения ведётся в надир. Для дальнейшего сравнения с наземной сетью радионаблюдений за молниями WWLLN планируется точная привязка времени регистрации TGF на борту КА к всемирному координированному времени (UTC). С целью однозначного определения направления на источник TGF предусмотрена вольфрамовая кодирующая решетка толщиной 1 мм отстоящая на 100 мм от кристалла детекторов. Для наиболее мощных TGF будет возможна локализация области излучения гамма-фотонов. Точность абсолютной локализации невелика, однако она позволит однозначно сопоставить координаты источника TGF и координаты молнии, регистрируемой в оптическом диапазоне с помощью ДМ, а также и в радиодиапазоне наземной сетью WWLLN.

Таким образом, космический эксперимент «Конвергенция» запланирован как комплексный проект дистанционного зондирования Земли в широком диапазоне электромагнитных волн. В разработанной аппаратуре учитывается не только мировой опыт, но и заложены новые научные и методические идеи. Проект находится на стадии эскизного проектирования.

Список используемых источников

3. Ермаков Д.М., Шарков Е.А., Чернушич А.П. Спутниковое радиотепловидение на

синоптических и климатически значимых масштабах // Исследование Земли из космоса. 2016. №5. С. 3–9.

4. Стерлядкин В.В., Шарков Е.А. Дифференциальные радиотепловые методы определения вертикального профиля водяного пара в тропосфере и стратосфере Земли // Исслед. Земли из космоса. 2014. № 5. С. 15–28.

5. Стерлядкин В.В., Пашинов Е.В., Кузьмин А.В., Шарков Е.А. Дифференциальные радиотепловые методы определения профиля влажности атмосферы с борта космических аппаратов. // Исслед. Земли из космоса. 2017. № 2. С. 61–76.

6. Шарков Е.А., Шрамков Я.Н., Покровская И.В. Критический параметр генезиса тропических циклонов в глобальном поле интегрального водяного пара // Современные проблемы дистанционного зондирования Земли из космоса. 2011. Т.8. № 1. С. 280-286.

7. Bommarito J. J. DMSP Special Sensor Microwave Imager Sounder (SSMIS) // Proceedings of SPIE. 1993. Vol. 1935. P. 230-238.

8. Gangwar R.K., Gohil B.S. Retrieval of Layer Averaged Relative Humidity Profiles from MHS Observations over Tropical Region // Int. J. Atm. Sci.V. 2014. Article ID 645970.

9. Weng F., Zou X. Introduction to Suomi national polar-orbiting partnership advanced technology microwave sounder for numerical weather prediction and tropical cyclone applications // J. Geophys. Res. 2012. V.117. P. 2156–2202.

10. Sterlyadkin V.V., E.V. Pashinov, A.V. Kuzmin, E.A. Sharkov, Differential Radiothermal Methods for Satellite Retrieval of Atmospheric Humidity Profile. // Izvestiya, Atmospheric and Oceanic Physics, 2017, Vol. 53, No. 9, pp. 979–990.

СЕКЦИЯ №4

СПЕЦИАЛЬНЫЕ ПРИКЛАДНЫЕ ВОПРОСЫ ВОЕННОЙ ГИДРОМЕТЕОРОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ЭКОЛОГИИ

Астахова Е.И.,
Григорьева О.В.,
кандидат техн. наук;
Иванец М.О.,
кандидат техн. наук;
Терентьева В.В.
Военно-космической академии имени А.Ф.Можайского

АНАЛИЗ ДИНАМИКИ ИЗМЕНЕНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО СОСТОЯНИЯ ОБЪЕКТОВ РЕСПУБЛИКИ КРЫМ ПО ДАННЫМ АЭРОКОСМИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ

Приведены результаты тематической обработки данных аэрокосмической съемки для анализа экологического состояния территорий Республики Крым. В соответствии с действующим природоохранным законодательством проведен расчет эколого-экономического ущерба, нанесенного компонентам окружающей среды от загрязнений и нарушений, выявленных на обследуемых объектах. Дана характеристика изменений, произошедших на объектах экологического контроля за несколько лет.

Ключевые слова: экологическое состояние объектов, динамика, аэрокосмическая съемка, загрязнение, свалки, взвешенные вещества, эколого-экономический ущерб.

ВВЕДЕНИЕ

Использование авиационных и космических средств дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) позволяет идентифицировать достаточно широкий спектр типовых загрязнений почв, растительности и водных объектов в кратчайшие сроки. При обработке материалов аэрокосмической съемки решаются задачи классификации обнаруженных негативных воздействий, расчета их основных характеристик и предварительного прогноза размера вреда, нанесенного окружающей среде. Основным преимуществом данных аэрокосмической съемки перед наземными видами геоэкологического обследования является оперативность наблюдений больших по площади территорий. В связи с этим с 2014 г. по 2017 г. на территории Республики Крым был проведен экологический мониторинг порядка 20 объектов площадью более 80 км^2, позволивший не только выявить большое количество нарушений Российского природоохранного законодательства, но оценить их динамику с целью принятия объективных решений по их ликвидации. При экологическом мониторинге был задействован авиационный комплект, состоящий из: цифровых фотографических камер, обеспечивающих линейное разрешение на местности от 0,2 м с высоты 1000 м; тепловых инфракрасных сканеров – «Везувий» (спектральные диапазоны – 3,0…5,0; 8,0…12,5 мкм, линейное разрешение на местности с высоты 1000 м – 1,0 м), «Этна» (спектральный диапазон – 8…12,5 мкм, линейное разрешение на местности с высоты 900 м – 0,45 м); гиперспектральных средств – «Фрегат» (спектральный диапазон – 0,4…1,0 мкм, спектральное разрешение – 7 или 3,5 нм, линейное разрешение на местности с высоты 1000 м – 1,0 или 2,0 м (устанавливается в зависимости от уровня освещенности)), «Лептон» (спектральный диапазон – 0,4…1,0 мкм, спектральное разрешение – 1…20 нм, линейное разрешение на местности с высоты 900 м – 0,6 м).

Также для анализа экологической ситуации на объектах были привлечены гиперспектральные данные отечественного космического аппарата «Ресурс-П». Обработка материалов аэрокосмической съемки осуществлялась с использованием методик, прошедших апробацию на объектах, расположенных в Арктической зоне, с учетом особенностей физико-географических условий местности [3, 4]. Полный цикл обработки данных аэрокосмической

съемки состоит из трех основных этапов: первичная обработка, дешифрирование основных видов неблагоприятного воздействия, оценка экологического ущерба и прогноз самовосстановления территорий [4]. Расчет эколого-экономического ущерба от загрязнений почвы и водных объектов осуществлялся в соответствии с Методиками, утвержденными Приказами Минприроды России. Обработка осуществлялась в специальном программном обеспечении [5, 6], которое позволяет представлять результаты экологического состояния в геоинформационной системе в виде карт экологической обстановки с занесением информации о загрязнении и объекте контроля в специализированную базу данных.

ОСНОВНАЯ ЧАСТЬ

Анализ результатов тематической обработки материалов съемки позволил выявить целый ряд экологических нарушений на исследуемых объектах Республики Крым, наиболее распространенными среди которых являются загрязнения почв отходами, металлоломом, а также водной поверхности в результате сброса льяльных нефтесодержащих вод с судов, тепловых сбросов с ТЭЦ и выноса взвешенных веществ с прилегающих территорий. При этом большая часть загрязнений регистрируется на протяжении нескольких лет наблюдений.

Так, например, в 2015 г. в районе г. Саки были обнаружены свалки строительных и твердых коммунальных отходов IV класса опасности общей площадью 1,5 тыс. м^2. Размер вреда, нанесенного почвам в результате захламления земель на 2015 г. составила около 6 млн. руб., а на 2016-2017 гг. – уже 14 млн. руб., что связано с увеличением площади отходов практически в 2 раза.

В результате обработки материалов съемки в 2017 г. в районе н.п. Кача были зафиксированы те же самые участки загрязнения почв твердыми коммунальными отходами и металлоломом, что и в 2015-2016 гг. Так, в 2015 г. общая площадь свалок IV класса опасности составляла 2,5 тыс. м^2, а по данным 2016 г. и 2017 г. – 8 тыс. м^2 и 5 тыс. м^2 соответственно. В качестве положительной динамики можно отметить только то, что по сравнению с предыдущим годом несколько свалок были ликвидированы.

С 2015 г. в районе н.п. Гвардейское фиксируется загрязнение почвы свалками твердых коммунальных отходов, в том числе отходы обнаружены в карьере площадью 38 тыс. м^2 (эколого-экономический ущерб – 38 млн. руб.). К загрязненным территориям также относятся участки расположения разрушенных зданий, площадь которых осталась неизменной с 2016 г. по 2017 г. (площадь – 12 тыс. м^2, эколого-экономический ущерб – 155 млн. руб.).

В результате обработки материалов аэросъемки 2016 г. в районе озера Донузлав обнаружены стихийная свалка и мелкие скопления твердых коммунальных отходов IV класса опасности общей площадью 38 тыс. м^2 (эколого-экономический ущерб – 256 млн. руб). В 2015 г. на этом объекте были выявлены те же самые нарушения, общая площадь которых составила 33,5 тыс. м^2, а общий объем отходов – 34,5 тыс. м^3 (эколого-экономический ущерб – 240,5 млн. руб). Таким образом, произошло незначительное, но увеличение площади нарушения.



Рис. 1. Свалки металлолома, твердых коммунальных и строительных отходов, обнаруженные по разновременным данным аэросъемки в 2016 и 2017 гг.

По результатам дешифрирования в 2017 г. вблизи г. Бельбек были зафиксированы свалки твердых коммунальных и строительных отходов общей площадью 229 тыс. м^2, которые также были обнаружены и в 2016 г. К сожалению, положительной динамики не выявлено (рис.1). Ущерб от загрязнений составил около 644 млн. руб.

При обследовании водных объектов на территории Республики Крым наибольшее внимание уделялось акватории крупных портовых зон на Черном море, а именно Севастопольской бухте, для которой характерно наличие многочисленных потенциальных наземных и морских источников загрязнения. К тому же Севастопольская бухта относится к полузакрытым типам бухты, водный обмен которых затруднен и загрязнения в большей части остаются в бухте, приводя к накоплению и долговременному негативному воздействию. Источниками загрязнения бухт, входящих в состав Севастопольской бухты, являются как военные, так и гражданские объекты – промышленные предприятия, суда и т.п. Первоначально осуществлялась обработка данных, зарегистрированных ГС камерой космического аппарата «Ресурс-П», для оценки содержания примесей, влияющих на оптические свойства и экологическое состояние акватории. При этом определялось содержание минеральных и органических примесей в виде взвешенных веществ и хлорофилла «а» и его производных, характеризующих помимо биопродуктивности трофность водоема. Обработка осуществлялась с помощью методов, основанных на преимуществе многомерности ГС данных [1, 2], позволивших определить информативные признаки идентификации и классификации участков негативных изменений в воде. Высокие концентрации хлорофилла свидетельствуют об эфтрофированности воды (концентрация более 8 мг/м^3), что может являться следствием сброса неочищенных сточных вод с превышением органических соединений и температуры. На рис.2 приведены результаты обработки в виде карты распределений содержания хлорофилла «а» в Севастопольской бухте.

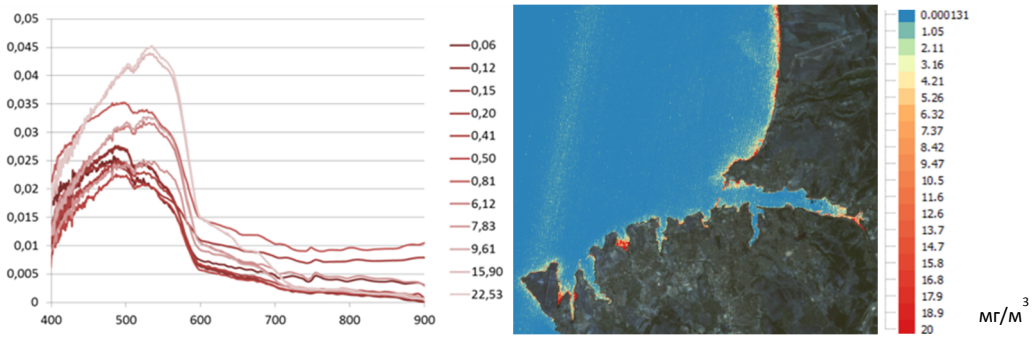
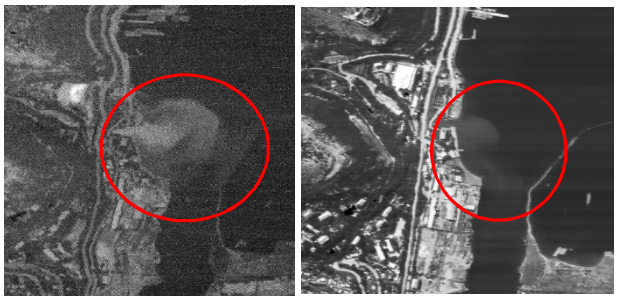


Рис. 2. Карта распределений хлорофилла «а» в акватории Севастопольской бухты в 2016 г.

Результаты обработки показали, что повышенное содержание минеральных примесей и концентраций хлорофилла «а» зафиксировано в восточной части Севастопольской бухты в районе ТЭЦ, где по данным авиационной тепловой съемки был зафиксирован сброс сточных вод (рис.3).



2016 2017

Рис. 3 Тепловое загрязнение от Севастопольской ТЭЦ по данным инфракрасного теплового сканера в 2016 и 2017 гг.

К наиболее загрязненным участкам Севастопольской бухты относится также устье реки Черная. Повышенные концентрации взвешенных веществ обнаружены также в Круглой,

Двойной и Южной бухтах, что подтвердили результаты обработки более детальной ГС авиационной съемки. Акватория бухты Южная загрязнена взвешенными веществами, концентрация которых составляет 15 мг/л (рис.4).

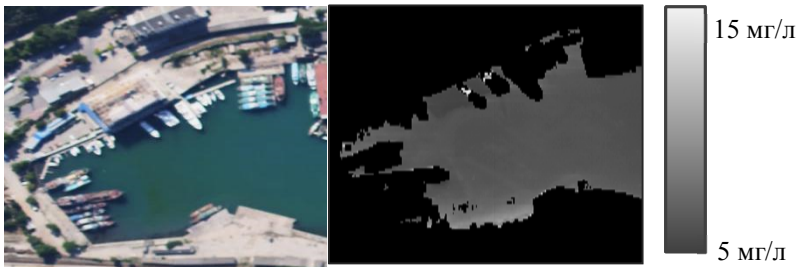


Рис.4. Определение степени загрязнения акватории Южной бухты взвешенными веществами по ГС данным 2017 г.

Периодически каждый год по результатам авиационной съемки фиксировались факты сброса нефтесодержащих вод с судов (рис.5).

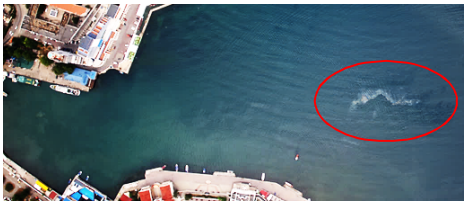


Рис.5. Сброс льяльных вод с судна в акватории Артиллерийской бухты в 2016 г.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Результаты обработки материалов аэрокосмической съемки за несколько лет позволили оценить тенденцию изменения экологической ситуации на территории Республики Крым. На рис.6 представлена диаграмма, согласно которой видно, что в целом наблюдается увеличения антропогенной нагрузки на окружающую среду или не предпринимается никаких действий по ее улучшению.

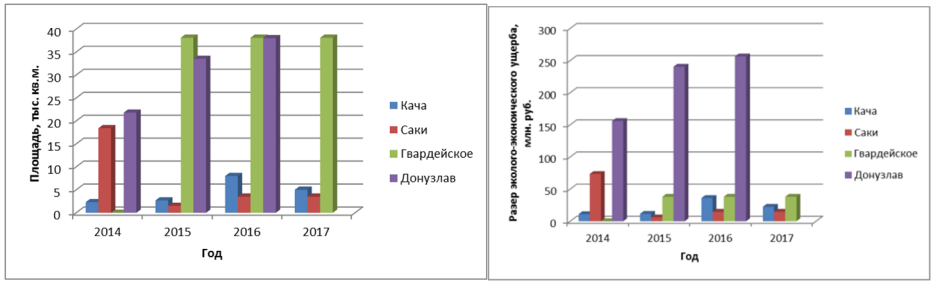


Рис. 6. Динамика изменения площадей свалок и размера эколого-экономического ущерба на объектах исследования

Только в районе н.п. Саки по сравнению с 2014 г. произошло существенное уменьшение площади свалок в связи с проведением мероприятий по вывозу накопленных отходов на санкционированные полигоны.

С целью улучшения экологической обстановки на обследуемых районах рекомендуется осуществить очистку территорий от несанкционированных свалок различного морфологического состава. При этом в первую очередь, мероприятия по ликвидации накопленных загрязнений должны быть проведены на территории пгт Новоозерное (озеро Донузлав) в связи с динамикой увеличения площадей нарушений. Также немедленного реагирования требуют свалки твердых коммунальных отходов и участки разрушенных зданий в н.п. Гвардейское, которые занимают площадь более 50 тыс. м^2. Для получения достоверной

оценки экологического состояния Севастопольской бухты и прилегающих к ней бухт в следующем году следует организовать синхронные с аэросъемкой судовые измерения качества воды с помощью экологического судна. Таким образом, данные ДЗЗ используются: на первом этапе экологического мониторинга при определении границ загрязнений окружающей среды; при необходимости обследования больших по площади и труднодоступных территорий; для подготовки исходных данных для планирования детальных наземных или морских наблюдений; для обновления и создания карт-схем экологической обстановки; расчета размера вреда, причиненного природным объектам. Рассмотренный подход комплексного экологического контроля показал свою эффективность на практике за счет получения достоверной информации о состоянии окружающей среды и уменьшения трудовременных затрат на наземное обследование.

Список используемых источников

1. *Григорьева О.В., Жуков Д.В., Марков А.В., Иванец М.О.* Искусственные нейронные сети и математические одели для определения свойств окружающей среды по много- и гиперспектральным данным дистанционного зондирования // Тезисы докладов Пятой международной научно-технической конференции «Актуальные проблемы создания космических систем дистанционного зондирования Земли». – М. : АО «Корпорация «ВНИИЭМ», 2017. – 196 с. С.110-113.
2. *Григорьева О.В., Жуков Д.В., Марков А.В., Мочалов В.Ф.* Восстановление глубин прибрежных акваторий по данным много- и гиперспектральной съемки // Оптика атмосферы и океана. 2016. Т. 29, №7. С. 553-559.
3. *Григорьева О.В., Иванец М.О., Терентьева В.В., Жуков Д.В.* Возможности применения данных аэрокосмической съемки для анализа динамики изменения экологического состояния военных объектов Крайнего Севера // Материалы III Всероссийской научной конференции «Экология и космос» имени академика К.Я. Кондратьева / под общ. ред. Ю.В. Кулешова. – СПб.: ВКА имени А.Ф.Можайского, 2017. – 389 с. С. 76-83.
4. *Григорьева О.В., Терентьева В.В., Морозова Е.С., Гормаш С.В.* Научно-техническое обеспечение оценки экологической обстановки в Арктической зоне с использованием аэрокосмических средств мониторинга // Материалы VIII Всероссийской научно-практическая конференции. Сервис безопасности в России: опыт, проблемы, перспективы. Арктика – регион стратегических интересов: правовая политика и современные технологии обеспечения безопасности в Арктическом регионе: Санкт-Петербург, 29 сентября 2016 года. – СПб.: Санкт-Петербургский университет ГПС МЧС России, 2016. С.38-42.
5. *Жуков Д.В., Григорьева О.В., Марков А.В., Саидов А.Г.* Программа оценки уровня загрязнения акваторий морских портов по материалам много- и гиперспектральной съемки в видимом и ближнем инфракрасном диапазонах спектра. Свидетельство о государственной регистрации программы для ЭВМ № 2013618799, рег. 18.09.2013.
6. *Марков А. В., Григорьева О. В., Саидов А.Г., Мочалов В.Ф., Жуков Д.В.* Комплекс программных средств тематической обработки атериалов космической гипер- и мультиспектральной съемки // Геоматика. – 2015. – № 1. – С. 32-37.

И.Ю. Гришин
доктор технических наук, профессор;
Р.Р. Тимиргалеева
доктор экономических наук, профессор;
К.А. Чертоганов
Кубанский государственный технологический университет, г. Краснодар

ТЕХНОЛОГИИ КОМПЛЕКСНОГО ИНФОРМАЦИОННО-НАВИГАЦИОННОГО ОБЕСПЕЧЕНИЯ И МОНИТОРИНГА РЕКРЕАЦИОННЫХ ТЕРРИТОРИЙ ЮГА РОССИИ

Задачей исследования в рамках рассматриваемой проблемы является обоснование и разработка методологической базы экологического космического мониторинга туристско-рекреационных регионов Юга России на базе применения геоинформационных технологий, основанных на отечественных результатах космической деятельности, обеспечивающих эколого-экономическую безопасность курортных территорий.

Ключевые слова: космический мониторинг, рекреационная область, экологическая безопасность, нейронная сеть, алгоритм, распознавание.

ВВЕДЕНИЕ

Целенаправленное, комплексное, системное использование результатов космической деятельности, применение на практике современных космическох технологий позволяет придать экономике регионов инновационный характер, усилить действенность рыночных механизмов, придать им антикризисный характер, повысить качество жизни населения [1].

Одной из важнейших задач развития экономики Российской Федерации и ее регионов является развитие ее туристско-рекреационных территорий. Обмен оперативной и достоверной информацией в области управления развитием туристско-рекреационных территорий регионов Юга России явно недостаточен и требует поиска новых эффективных механизмов сотрудничества и координации субъектов хозяйствования в данной сфере.

Проблема экологического благополучия рекреационных территорий выходит в настоящее время на первый план, поскольку именно благополучные в экологическом плане территории будут востребованы, что даст толчок экономическому благополучию таких территорий.

Однако, учитывая большие размеры таких территорий (Краснодарский край, Республика Крым, Ставропольский край, республики Северного Кавказа), а также труднодоступность некоторых территорий (горы, водные объекты), основным способом экологического мониторинга указанных территорий должен стать космический мониторинг.

Учитывая вышеизложенное, отметим, что на сегодняшний день исследование путей повышения эффективности управления развитием туристско-рекреационных территорий регионов Юга России на основе внедрения геоинформационных технологий, основанных на отечественных результатах космической деятельности, интеграции их результатов в практику ресурсо-ориентированного управления развитием туристско-рекреационных регионов Юга России является нерешенной проблемой, что определяет необходимость данного исследования [2].

АНАЛИЗ СОВРЕМЕННОГО СОСТОЯНИЯ ИССЛЕДОВАНИЙ

Детальный анализ ряда источников показал, что проблемы аэрокосмического мониторинга территорий на основе применения ГИС получили развитие в работах российских и зарубежных специалистов.

В работе [3] рассмотрены основные методы осуществления аэрокосмического мониторинга для решения важной задачи – обеспечения безопасности функционирования железнолорожного транспорта. Отмечено, что он позволяет выявить различные факторы риска, что эффективно способствует безаварийному движению.

Анализу схемы построения глобальной космической системы для экологического мониторинга, стратегии развития и совершенствования организации исследований и разработок и повышения экономической эффективности космических объектов на фоне национальной и международной экологической ситуации посвящена работа [4].

Обзор типов данных спутникового дистанционного зондирования, имеющихся в настоящее время, в исследованиях речных систем представлен в [5]. Отмечено, что данные дистанционного зондирования широко используются в данных типах исследований, но редко используются на долгосрочной основе. Это может объяснить несколько факторов, в том числе, например, отсутствие надежных абсолютных отношений между спектральными данными и экологическими параметрами.

В [6] отмечено, что растущий объем туристической деятельности, вызывает колоссальное изменение социально-экономической ситуации и сельскохозяйственной деятельности. Это развитие приводит, например, к социокультурным вопросам - к сокращению поселений, истощению земель и т. Д., А также к экономической и экологической проблеме. Это вызывает растущий интерес к геоэкологическим аспектам и растущий спрос на адекватный мониторинг. Для изучения изменения землепользования и растительного покрова использовались технологии дистанционного зондирования и географические информационные системы для анализа пространственной картины и ее пространственных временных изменений в землепользовании с конца с 70-х годов до настоящего времени в разных масштабах. Из-за разнородного ландшафта и неудовлетворительного опыта с основанной на пиксельной классификации той же области были применены методы объектно-ориентированного анализа изображений для классификации данных дистанционного зондирования. Была применена постклассификация для определения пространственного и категорийного землепользования и изменений земельного покрова, которые были откорректированы социально-экономическими данными в ГИС для анализа движущих сил изменений и их изменчивости во времени и пространстве.

Необходимо отметить, что сходные проблемы характерны и для рекреационных территорий Юга России. Также можно сделать вывод о необходимости разработки и применения новых методов и алгоритмов распознавания опасных экологических ситуаций по результатам дистанционного зондирования земной поверхности из космоса [7, 8].

МАТЕРИАЛЫ И МЕТОДЫ

В ходе проведения исследования применяются как традиционные общенаучные и экономические методы, так и естественнонаучные (математические) методы, методы кибернетических систем управления, а также моделирования и информатики, что должно привести к синергетическому эффекту в данном исследовании и достижении новых научных результатов, опирающихся на полученные количественные результаты моделирования наряду с традиционными качественными выводами и результатами.

Используются методы системного анализа и управления, экономико-экологической безопасности, методы анализа и синтеза, статистического и корреляционного анализа, табличные и графические методы для отображения результатов анализа, методы факторного анализа. Нормативно-методическая база опирается на «Основы государственной политики в области использования результатов космической деятельности в интересах модернизации экономики Российской Федерации и развития ее регионов на период до 2030 года», «План мероприятий на 2015-2020 годы по реализации Основ государственной политики в области использования результатов космической деятельности в интересах модернизации экономики Российской Федерации и развития ее регионов на период до 2030 года».

Особенностью данного исследования является опора на применение отечественной базовой геоплатформы КОСМОС (разработчик – ОАО «НПК «Рекод») [1], на базе которой создаются модули системы мониторинга природопользования и экологии информационно-аналитической системы ситуационных центров муниципального и регионального уровня.

Базой для выполнения данного проекта является создаваемый в Кубанском государственном технологическом университете инновационно-образовательный центр космических услуг, имеющий доступ к информации космического мониторинга ГК «Роскосмос», а также к базам данных Европейского космического агентства.

ХАРАКТЕРИСТИКА АЛГОРИТМОВ РАСПОЗНАВАНИЯ ОПАСНЫХ СИТУАЦИЙ

Проблемы классификации изображений в настоящее время часто решаются с использованием сверточных нейронных сетей, при этом сталкиваются с серьезной проблемой – они требуют очень высокой производительности для решения некоторых действительно трудных задач классификации.

Считается, что подходы к глубокому обучению требуют огромного объема данных для хорошей работы, но в последние результаты исследования это суждение поставили под сомнение, наши результаты также указывают на то, что это не всегда так. Разумное использование методов предотвращения переобучения, таких как выпадение, распад веса, увеличение данных, предварительная подготовка, псевдомаркировка и обмен параметрами, позволили осуществлять обучение для моделей с несколькими миллионами параметров в наборе данных.

При программировании алгоритмов распознавания опасных экологических ситуаций использовались Python, NumPy и Theano в сочетании с библиотекой cuDNN. Мы также использовали библиотеки PyCUDA для реализации нескольких пользовательских ядер.

Разработанные модели были реализованы на графических процессорах NVIDIA, включая карты GTX 980, GTX 680 и Tesla K40.

РЕЗУЛЬТАТЫ

Работы в рамках представляемого проекта находятся в стадии выполнения, однако в качестве полученных или ожидаемых результатов целесообразно выделить следующие.

1. Концептуально обоснована необходимость использования геоинформационных технологий на базе отечественных результатов космической деятельности в осуществлении экологического мониторинга рекреационных территорий регионов Юга России.

2. Разработана концепция целевой программы использования геоинформационных технологий на базе отечественных результатов космической деятельности в обеспечении экологического мониторинга рекреационных территорий регионов Юга России.

3. Разработаны методы и алгоритмы анализа опасности экологической ситуации на основе многослойных нейронных сетей, а также осуществлена их предварительная экспериментальная проверка на предмет анализа их эффективности применения для определения опасных с токи зрения экологии сутуаций.

Работа выполняется при поддержке РФФИ и Администрации Краснодарского края (грант 16-46-230121).

Список используемых источников

1. *Безбородов В.Г.* Состояние и перспективы исползования результатов космической деятельностив интересах модернизацииэкономики Российской Федерации и развития её регионов / В.Г. Безбородов, М.А. Лукьященко, В.А. Заичко, М.П. Симонов, А.Н. Жиганов. – М.: Энцитех, 2014. –320 с.

2. *Тимиргалеева Р.Р., Гришин И.Ю.* Формирование концепции информационного обеспечения управления развитием бальнеологических курортных территорий Краснодарского края // NovaInfo.Ru (Электронный журнал.) – 2016 г. – № 47-4; URL: http://novainfo.ru/article/6743.

3. *Григорьева О.В*. Аэрокосмический мониторинг в обеспечении безопасности функционирования железной дороги / О.В. Григорьева, А.В. Панин // Транспорт Российской Федерации. – 2011. – №3(34). С. 32-36.

4. *Belchanskii Gi.* The ecological situation and problems associated with the construction of a global space system for ecological monitoring // Soviet journal of remote sensing. 1993. #10(4). P. 659-675.

5. *Muller, E; Decamps, H; Dobson, MK.* Contribution of space remote-sensing to river studies // Freshwater biology. 1993. #29(2). P. 301-312.

6. *Naumann, S; Siegmund, A*. Object-oriented image analysis and change detection of land-use on Tenerife related to socio-economic conditions // Proceedings of the society of photo-optical instrumentation engineers. 2004. #5574. P. 172-183.

7. *Тимиргалеева Р.Р., Гришин И.Ю.* Математические методы моделирования и управления развивающимися социально-экономическими системами (на примере туристско-рекреационной сферы). - Симферополь: ИТ «АРИАЛ», 2015. – 190 с.

8. *Тимиргалеева Р.Р., Гришин И.Ю.*Современная парадигма управления развитием бальнеологических курортных территорий Краснодарского края на основе динамической модели концепции инноваций // Вестник Марийского государственного университета. Серия: Сельскохозяйственные науки. Экономические науки. 2016. № 5. С. 100-106.

А.Ю. Гуляев
ФГБУ 4 ЦНИИ Минобороны России

МЕТОДИКА АДАПТИВНОГО ПОИСКА БОКОВЫХ БЛОКОВ РАКЕТЫ-НОСИТЕЛЯ ТИПА «СОЮЗ» С УЧЕТОМ ИНФОРМАЦИИ О НЕИДЕНТИФИЦИРОВАННЫХ БЛОКАХ

Представлены результаты разработки методики адаптивного поиска точек падения боковых блоков ракеты-носителя типа «Союз» по информации об уже обнаруженных блоках, в том числе неидентифицированных. Исходными данными для методики являлись статистические данные о фактических точках падения боковых блоков ракет-носителей типа «Союз» по различным трассам. Применение методики позволяет существенно сократить площадь территории, на которой проводятся поисковые мероприятия, обеспечив экономию временных и материальных ресурсов.

Ключевые слова: боковые блоки, отделяющиеся части, район падения, идентификация.

В условиях развития наземной инфраструктуры обеспечение безопасности в районах падения отделяющихся частей (ОЧ) ракет-носителей (РН) является важным вопросом осуществления космической деятельности. При проведении пусков РН с космодромов «Восточный» и «Плесецк» особенности природного рельефа в районах падения ОЧ существенно осложняют поисковые мероприятия. Оперативная информация о точках падения ОЧ РН необходима для сокращения времени работы поисковых групп, для быстрой ликвидации экологического ущерба, а также для идентификации фрагментов с целью разрешения спорных вопросов с местной администрацией. В этих условиях актуальной задачей является развитие методов обеспечения повышения точности прогнозирование точек падения боковых блоков [3].

Анализ информации о координатах точек падения боковых блоков РН типа «Союз», основанной на 110 пусках с 2004 по 2017 год, показал наличие характерного взаимного расположения боковых блоков относительно друг друга, которое может быть использовано при проведении поисковых мероприятий на текущих пусках [2].

В целях анализа статистических характеристик, координаты найденных блоков РН «Б», «В», «Г», «Д» представлены в виде расстояния по дальности и в боковом направлении системы координат с центром в точках геометрического группирования.

Значения математического ожидания, среднеквадратического отклонения (СКО) боковых блоков по дальности l и в боковом направлении z относительно геометрического центра группирования представлены в таблице 1.

Таблица 1

Статистические характеристики отклонений точек падения боковых блоков от центра группирования

Характеристика		Боковые блоки			
		«Б»	«В»	«Г»	«Д»
Математическое ожидание величины l	m_l	-0,8	-2,5	4,2	-0,8
Математическое ожидание величины z	m_z	1,0	-1,1	-0,7	0,7
СКО величины l	σ_l	1,1	1,1	1,4	1,5
СКО величины z	σ_z	1,6	0,6	0,7	0,9
Коэффициент корреляции величин l и z	r_{lz}	-0,08	0,25	-0,05	-0,15

Схематическое расположение эллипсов рассевания боковых блоков относительно геометрического центра группирования, определенное по всей совокупности обработанных данных, представлено на рисунке 1. Размеры полуосей эллипсов рассеивания соответствуют уровню вероятности 2,7σ для нормального закона распределения.

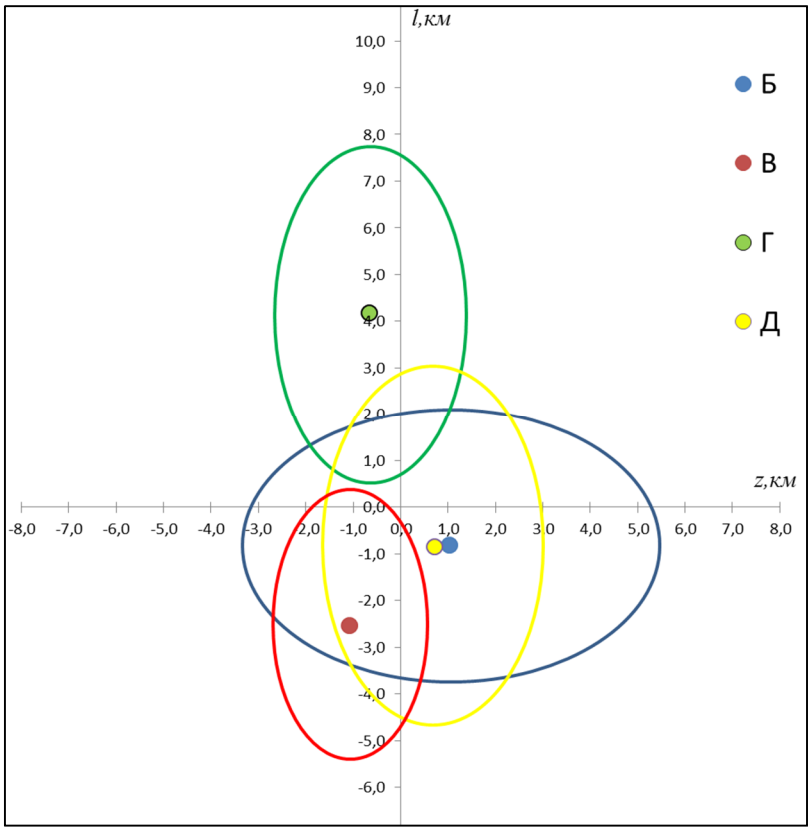


Рис. 1. Схематичное расположение эллипсов рассеивания боковых блоков относительно центра группирования

Полученные результаты были использованы в качестве исходных данных для разработки методики адаптивного поиска боковых блоков РН типа «Союз».

Назначение методики заключается в предоставлении информации о прогнозируемых точках падения боковых блоков.

Входными данными для работы методики являются:

географические координаты обнаруженных боковых блоков;

азимут района падения (направление большой оси);

координаты центра района падения (ЦРП).

Работа методики заключается в следующем. Координаты обнаруженных боковых блоков преобразуются в линейное расстояние по дальности и по боку относительно ЦРП. Далее в этой системе координат производится прогнозирование точек падения других блоков на основе математического ожидания расстояния между точками падения обнаруженных боковых блоков *j* и прогнозируемых блоков *i*. Расчет координат l_i и z_i осуществляется в соответствии со следующими формулами:

$$l_i = \frac{\sum_1^m (l_j + M_{\Delta l_{ij}})}{m}; \quad (1)$$

$$z_i = \frac{\sum_1^m (z_j + M_{\Delta z_{ij}})}{m}, \quad (2)$$

где: l_i, z_i – расстояние от ЦРП до прогнозируемой точки падения блока *i* по дальности и по боку, $i = \overline{1,n}$;

l_j, z_j – расстояние от ЦРП до обнаруженного блока *j* по дальности и по боку, $j = \overline{1,m}$;

$M_{\Delta l_{ij}}, M_{\Delta z_{ij}}$ – статистическое математическое ожидание расстояния по дальности и по боку между *i* и *j* боковым блоком;

n, m – количество соответственно искомых и обнаруженных боковых блоков, *n+m=4;*

СКО по дальности и по боку рассчитывается по формулам:

$$\sigma_{l_i} = \frac{\sqrt{\sum_1^m \sigma_{\Delta l_{ij}}^2}}{m}; \quad (3)$$

$$\sigma_{z_i} = \frac{\sqrt{\sum_1^m \sigma_{\Delta z_{ij}}^2}}{m}, \quad (4)$$

где: $\sigma_{\Delta l_{ij}}$ – СКО расстояния между *i* и *j* боковым блоком по дальности;

$\sigma_{\Delta z_{ij}}$– СКО расстояния между *i* и *j* боковым блоком по боку;

Далее координаты прогнозируемых точек падения боковых блоков представляются в виде географических координат.

На практике встречается ситуация, когда вертолетным поисковым группам не удается совершить посадку и идентифицировать наименование бокового блока. Указанное ограничение накладывается в связи с особенностями природного рельефа, характерного для районов падания ОЧ РН, запущенных с космодромов «Восточный» и «Плесецк». В целях решения этой проблемы разработан алгоритм идентификации неопознанных боковых блоков. Все возможные варианты последовательного поиска представлены на рисунке 2:

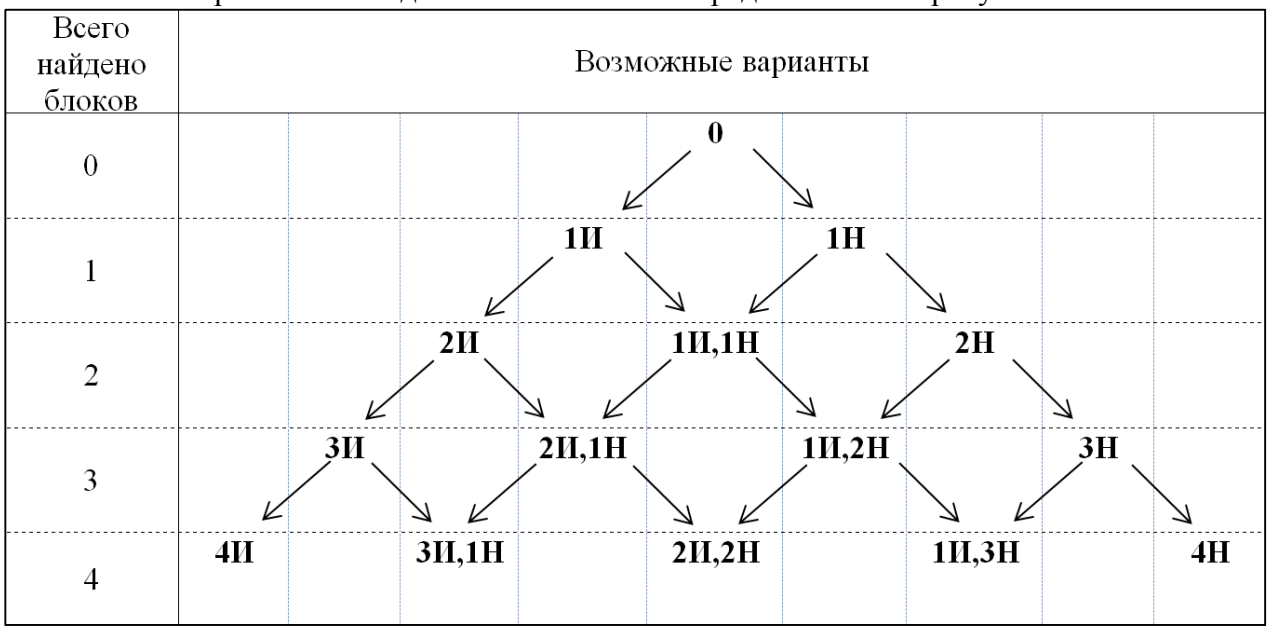


Рис. 2. Варианты обнаружения боковых блоков в зависимости от их идентификации (И – идентифицирован, Н – не идентифицирован)

Варианты «0 – 1И – 2И – 3И – 4И» соответствуют ситуациям, когда все блоки удалось идентифицировать. Остальные ситуации включают варианты частичного, либо полного отсутствия информации об идентификации блоков. Для этих вариантов разработан алгоритм идентификации. Он основан на сравнении вероятности попадания неидентифицированного блока в различные эллипсы рассеивания (рисунок 1).

Рассмотрим m^H найденных, но неидентифицированных блоков j^H. Для каждого блока j^H $n+m^H$ раз рассчитывается значение плотности вероятности со значениями математического ожидания, СКО и коэффициента корреляции, соответствующих искомым *(n)* и неидентифицированным *(m^H)* боковым блокам:

$$f(l^H, z^H) = \frac{1}{2\pi\sigma_l\sigma_z\sqrt{1-r^2}} e^{-\frac{1}{2(1-r^2)}\left[\frac{(l-M_{\Delta l_{ij}})^2}{\sigma_l{}^2} - \frac{2r(l-M_{\Delta l_{ij}})(z-M_{\Delta z_{ij}})}{\sigma_l\sigma_z} + \frac{(z-M_{\Delta z_{ij}})^2}{\sigma_z{}^2}\right]} \quad (5)$$

где: l^H, z^H – расстояние от ЦРП до точки падения неидентифицированного бокового блока по дальности и по боку.

Далее каждый блок j^H идентифицируется соответствующим буквенным обозначением статистических характеристик эллипса рассеивания $\left(M_{\Delta z_{ij}}, M_{\Delta l_{ij}}, \sigma_l, \sigma_z, r \right)$ при которых была получена наибольшая плотность вероятности. Присвоенное обозначение бокового блока в последующей аналогичной процедуре идентификации остальных блоков не участвует.

Применение вышеописанной процедуры на обучающей выборке для теоретического варианта 4Н, когда ни один блок опознать не удалось, позволяет провести успешную идентификацию в 77% случаях.

Описанную выше процедуру идентификации невозможно применить для варианта 1Н, в связи с недостатком исходных данных. Расчет координат l_i и z_i остальных блоков осуществляется в соответствии с формулами 1 и 2, а неидентифицированный блок рассматриваются поочередно как блок «Б», «В», «Г» и «Д». Несмотря на избыточность, применяемый в этом случае подход позволяет уменьшить зону поиска, хотя и не так существенно как при остальных вариантах.

При проверке методики адаптивного поиска боковых блоков на обучающей выборке, выявлена предполагаемая закономерность об уменьшении рассеивании прогнозируемых точек падения, при увеличении количества обнаруженных блоков. Результаты проверки представлены на рисунке 3.

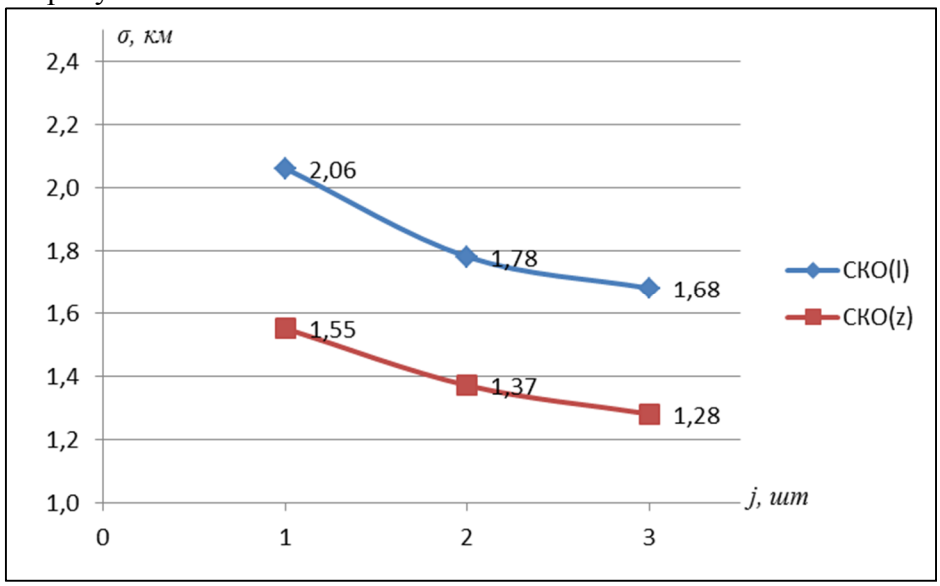


Рис. 3. Зависимость точности прогнозирования от числа обнаруженных блоков

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Разработана методика адаптивного поиска боковых блоков РН типа «Союз», основанный на имеющихся закономерностях взаимного расположения их точек падения. Исходными данными для этого явилась статистическая информация о 110 пусках по различным трассам. В настоящее время методика апробируется на текущих пусках РН.

Применение методики позволяет:

повысить оперативность послепусковых мероприятий поиска боковых блоков;

осуществить прогнозирование точек падения боковых блоков при минимальном наборе входных данных, что в свою очередь позволяет вернуться к поисковым мероприятий через некоторое время, если ввиду погодных или иных обстоятельств завершить их сразу после пуска нет возможности;

снизить значительные материальные затраты на проведение поисковых мероприятий (стоимость одного часа полетного времени вертолета составляет 150-200 тыс. рублей).

Таким образом, использование методики удовлетворяет требованиям по результативности, ресурсоемкости и оперативности.

В дальнейшем, методика адаптивного поиска боковых блоков может быть использована при разработке комплексной методики поиска ОЧ РН.

Список используемых источников

1. *Вентцель Е.С.* Теория вероятностей. Государственное издательство физико-математической литературы, М., 1962. – 564 с.

2. *Гуляев А.Ю., Елисейкин С.А., Подрезов В.А*. Анализ взаимного расположения точек падения боковых блоков при пуске ракет-носителей типа «Союз» / Труды «Моделирование параметров атмосферы в ракетно-космической технике», 4 ЦНИИ Минобороны России вып. 135.– Обнинск: ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД, 2017. – с. 196-198.

3. *Елисейкин С.А., Подрезов В.А., Ширшов Н.В.* Глобальная справочная модель атмосферы для баллистического обеспечения ракетно-космической практики / Труды «Моделирование параметров атмосферы в ракетно-космической технике», 4 ЦНИИ Минобороны России вып. 135. – Обнинск: ФГБУ ВНИИГМИ-МЦД, 2017. – с. 11-17.

Ю.А. Летучий,
доктор техн. наук, профессор;
А.С. Тимощук,
кандидат техн. наук;
А.В. Новиков,
кандидат техн. наук;
П.В. Шабалин
Военно-космическая академия имени А.Ф.Можайского

ПОКАЗАТЕЛИ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВОИНСКИХ ЧАСТЕЙ И ОРГАНИЗАЦИЙ ВООРУЖЕННЫХ СИЛ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Одной из основных задач обеспечения экологической безопасности Вооруженных Сил является формирование эффективной системы управления в области охраны окружающей среды и обеспечения экологической безопасности. Авторы предложили пути решения этой задачи на современном этапе.

Предложения ориентируются на существующую структуру органов экологической безопасности ВС РФ и сводятся к следующим рекомендациям:

1. Предлагается «встроить» деятельность органов военного управления всех уровней, воинских частей, должностных лиц, военнослужащих и гражданского персонала в систему управления обеспечением экологической безопасности деятельности Вооруженных Сил (ОЭБД ВС), которая должна функционировать как часть общей системы управления воинским формированием.
2. «Встраивание» деятельности органов военного управления в систему ОЭБД ВС предложено осуществлять в соответствии с современными стандартами экологического менеджмента. Система экологического менеджмента строится как часть системы управления воинской части, используемой для разработки и внедрения экологической политики. Экологическая политика – это совокупность намерений и принципов относительно экологических показателей деятельности части, основанная на учете состава и технического состояния находящихся на вооружении (снабжении) образцов вооружения, военной и специальной техники (ВВСТ) и реализуемая при всех видах функциональной деятельности воинской части. Сформулированная в качестве директивного документа, экологическая политика создает основу для разработки подчиненными подразделениями и службами конкретных целей, задач и показателей обеспечения экологической безопасности. На основе этого документа в воинской части организуется процессный подход, рассматривающий управление экологической безопасностью как непрерывную серию взаимосвязанных управленческих функций командного состава: планирование, организация. мотивация, контроль и связующие процессы – коммуникации и принятие решений. Теоретически процессный подход представляется простым, сложности возникают как при его формальной реализации, так и при отсутствии регламентации управленческих процессов и четких показателей эффективности управления.
3. Непрерывный процесс экологического менеджмента в частях и организациях ВС РФ должен обеспечиваться квалифицированным военно-научным сопровождением специалистов военных научно-исследовательских и образовательных учреждений, профессионально занимающихся экологичностью ВВСТ и безопасностью (включая экологическую) функционирования военных объектов.

4. Эффективность системы ОЭБД ВС РФ в значительной степени определяется техническими средствами экологической безопасности и контролем за их применением. Эти средства обеспечивают:

– экологическую защиту личного состава части;

– предотвращение загрязнения окружающей среды и ликвидацию загрязнения компонентов окружающей среды;

– экологический мониторинг и контроль негативного воздействия на компоненты окружающей среды.

5. При внедрении процессного подхода к обеспечению экологической безопасности деятельности воинской части рекомендуется учитывать не только состав, особенности функционирования и размещения потенциально экологически опасных военных объектов (ПЭОВО) на территории военной экологической системы, но и региональные особенности окружающей среды в экологической системе более высокого уровня (города, области, региона). Внедрение процессного подхода осложняется тем, что в стандартах [1-3] не дана конкретная система действий при его реализации.

ПОКАЗАТЕЛИ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ЭФФЕКТИВНОСТИ ДЕЯТЕЛЬНОСТИ ВОИНСКИХ ЧАСТЕЙ И ОРГАНИЗАЦИЙ ВООРУЖЕННЫХ СИЛ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

В настоящем докладе предпринята попытка определить составляющие (элементы) деятельности воинской части, которые могут влиять на обеспечение экологической безопасности и состояние окружающей среды и должны быть включены в содержание экологической политики, а также отслеживаться при осуществлении процессного подхода к управлению экологической безопасностью.

В стандартах [1-3] эти элементы определены как экологические аспекты, управление которыми входит в систему экологического менеджмента и по которым оценивается экологическая эффективность управления. Для нас аспекты рассматриваются как элементы повседневной деятельности части (организации), влияющие на ее экологическую безопасность.

Воинская часть должна разработать, внедрить и поддерживать процедуры:

а) идентификация экологических аспектов своей деятельности, которые она может контролировать и на которые она может влиять;

б) выявление тех аспектов, которые оказывают или могут оказывать значимые воздействия на состояние окружающей среды и экологическую безопасность.

Оценивание экологической эффективности (ОЭЭ) рассматривается как внутренний процесс управления, использующий показатели, представляющие информацию, позволяющую сравнить прошлую и настоящую экологическую эффективность воинской части с критериями этой эффективности.

Показатели ОЭЭ подразделяются на две категории:

– показатели экологической эффективности (ПЭЭ);

– показатели состояния окружающей среды (ПСОС).

ПЭЭ, в свою очередь, подразделяются на два типа:

– показатели эффективности управления (ПЭУ), обеспечивающие получение информации об усилиях, предпринимаемых руководством с целью воздействия на экологическую эффективность воинской части;

– показатели эффективности функционирования (ПЭФ), обеспечивающие получение информации об экологической эффективности функционирования воинской части.

ПСОС дают представление о фактическом или потенциальном воздействии на окружающую среду экологических аспектов деятельности и тем самым способствуют планированию и внедрению ОЭЭ.

Система показателей экологической эффективности деятельности воинских частей и организаций представлена на рис. 1

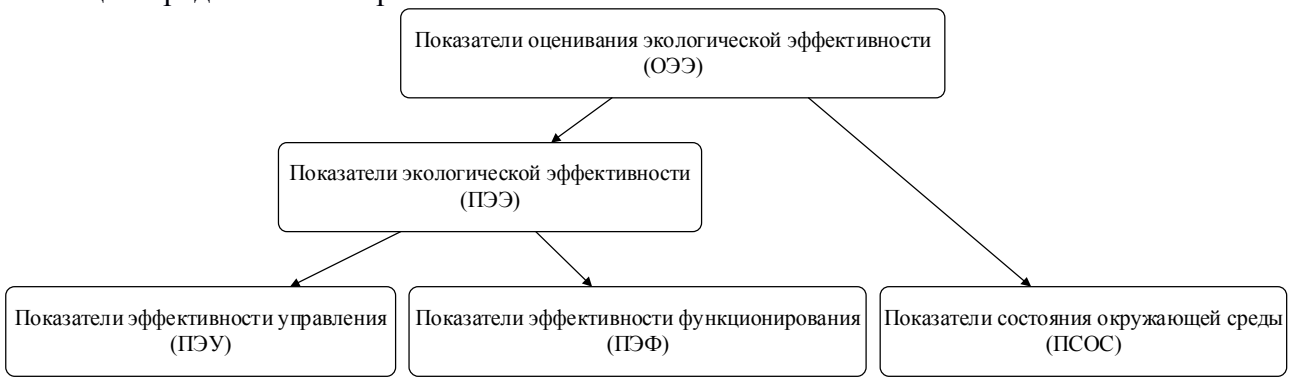


Рис. 1. Система показателей экологической эффективности деятельности воинских частей и организаций.

Сформулируем, по возможности, полный перечень экологических аспектов, который может быть использован во внутреннем процессе управления воинской части под названием ОЭЭ с учетом введенных категорий показателей оценивания. Для того, чтобы сформировать ПЭУ, необходимо выделить значимые аспекты, связанные с:

- планированием учений, других мероприятий боевой подготовки и повседневной деятельности, с учетом требований по охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности;
- постоянным контролем за техническим состоянием и эксплуатацией ВВСТ, инфраструктуры воинской части;
- управлением материально-техническим обеспечением на этапах поступления, хранения и транспортирования;
- управлением снабжением энергией с точки зрения экономии и рационального использования;
- управлением отходами в части уменьшения количества, безопасного временного хранения и передачи региональному оператору;
- разработкой регламента оценивания и предупреждения воздействий от повседневной деятельности на различные компоненты окружающей среды, здоровье личного состава и гражданского населения;
- предупреждением и ограничением последствий нештатных происшествий;
- информированием личного состава и персонала, их обучением и участием в решении вопросов, связанных с окружающей средой и экологической безопасностью.

Анализ данных, в виде количественных или качественных показателей, определенных в экологической политике части (организации) и основанных на значимых аспектах ее деятельности за определенный период (квартал, год), преобразуется в информацию, определяющую ПЭУ.

Для того, чтобы сформировать ПЭФ воинской части, необходимо выделить значимые аспекты ее деятельности, связанные с обеспечением следующих видов безопасности:

- биологической;
- механической;
- промышленной;
- термической;
- химической;
- электрической;
- пожарной;
- взрывоопасности;

- ядерной и радиационной;
- психофизиологической;
- электромагнитной совместимости;
- воздействия химических и загрязняющих веществ;
- воздействия акустических, инфракрасных и световых волн;
- эксплуатации и утилизации машин и оборудования;
- эксплуатации строений, сооружений и территорий;
- воздействия техногенных сред.

При анализе данных, в виде количественных или качественных показателей, определенных в экологической политике части (организации) и основанных на значимых аспектах ее деятельности за определенный период (квартал, год) формируется информация, связанная с количеством зарегистрированных отклонений от утвержденных регламентов деятельности, приводящим к отклонениям от требований безопасности и устойчивого функционирования, нештатным происшествиям и чрезвычайным ситуациям с экологическими последствиями. Эта информация определяет ПЭФ воинской части.

ПСОС направлены на снижение негативного воздействия воинской части на компоненты природной среды, личный состав и население.

Сведения о негативном воздействии воинской части на компоненты природной среды должны представляться в соответствии с правилами [4] и включать:

а) сведения о стационарных источниках выбросов загрязняющих веществ в атмосферный воздух с указанием их географических координат;

б) сведения об уровне и(или) объеме или о массе выбросов загрязняющих веществ в отношении каждого стационарного источника выбросов загрязняющих веществ в атмосфере;

в) сведения об источниках сброса загрязняющих веществ в поверхностные и подземные водные объекты (мест сброса сточных вод) с указанием их географических координат;

г) сведения об уровне и(или) объеме или о массе сбросов загрязняющих веществ в отношении каждого источника сбросов загрязняющих веществ в поверхностные и подземные водные объекты;

д) сведения об объеме или о массе размещенных отходов производства и потребления, в том числе по каждому виду и классу опасности отходов.

Указанные сведения определяют номенклатуру загрязняющих веществ, которые необходимо контролировать в компонентах природной среды. Если ПЭОВО, функционирующие в воинской части, оказывают незначительное воздействие на ОС (III категория объекта), допустимо ограничиться расчетными методами определения концентрации загрязняющих веществ в компонентах окружающей природной среды. Если воинская часть оказывает умеренное воздействие на ОС (объект относится ко II категории), расчетные методы могут сопровождаться инструментальными измерениями уровня загрязнения. Основаниями для проведения инструментальных измерений являются:

а) предписания природоохранных организаций;

б) неудовлетворительное состояние природоохранных сооружений и устройств;

в) положения разработанной командованием экологической политики воинской части, формирования.

Количественные и качественные показатели состояния окружающей среды представлены в докладе «Оценивание экологической обстановки на объектах Вооруженных Сил Российской Федерации.»

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По мнению авторов, использование предложенных показателей в процессе управления экологической безопасностью воинской части будет способствовать формированию эффективной системы управления обеспечением экологической безопасности ВС РФ.

Список используемых источников

1. ГОСТ РИСО 14001-2016. Системы экологического менеджмента. Требования и руководство по применению.
2. ГОСТ РИСО 14004-2016. Системы экологического менеджмента. Общее руководство по принципам, системам и методам обеспечения функционирования.
3. ГОСТ РИСО 14031-2016. Системы экологического менеджмента. Оценка экологической эффективности. Руководство по оценке экологической эффективности.
4. Постановление Правительства Российской Федерации от 23.06.2016 г. №572 «Об утверждении правил создания и ведения государственного реестра объектов, оказывающих негативное воздействие на окружающую среду».
5.

Ю.А. Летучий,
доктор техн наук, профессор

ОЦЕНИВАНИЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ОБЪЕКТАХ ВООРУЖЕННЫХ СИЛ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

ВВЕДЕНИЕ

Экологическую обстановку в воинских формированиях предлагается характеризовать следующими составляющими:

1) состоянием потенциально экологически опасных (военных) объектов (ПЭОВО), которые могут негативно влиять на окружающую среду, личный состав и население в зоне их влияния;

2) загрязнением компонентов природной среды (земли, недр, почвы, поверхностных и подземных вод, атмосферного воздуха, а также озонового слоя атмосферы и околоземного космического пространства, обеспечивающих в совокупности благоприятные условия для существования жизни на Земле);

3) влиянием загрязнения природной среды на здоровье личного состава и населения в зоне ответственности войск (сил);

4) состоянием естественных экологических систем в районе размещения воинских формирований, природного ландшафта, элементы которых или сохранили свои природные свойства, или созданы человеком для рекреации и защиты среды обитания (последние относят к природно-антропогенным объектам).

ОЦЕНИВАНИЕ ЭКОЛОГИЧЕСКОЙ ОБСТАНОВКИ НА ОБЪЕКТАХ ВООРУЖЕННЫХ СИЛ РОССИЙСКОЙ ФЕДЕРАЦИИ

1. Оценивание состояния ПЭОВО.

В перечень наиболее характерных экологически опасных объектов ВС РФ входят:

- военные объекты, работающие с ядерными боеприпасами;
- военные объекты, работающие с ракетами и ракетным топливом;
- военные объекты, работающие с химическими боеприпасами;
- пункты технического обслуживания боевой, специальной техники и транспорта;
- склады горюче-смазочных материалов, пункты заправки техники и автотранспорта;
- склады боеприпасов;
- действующие аэродромы;
- военно-морские базы;
- общевойсковые полигоны;
- военные городки, и т.д.

За анализируемый период оцениваются результаты работы ПЭОВО, эксплуатация которых сопровождается выбросом загрязняющих веществ в атмосферный воздух и(или) загрязнением поверхностных вод и водоемов и(или) вредным воздействием на поверхность земли и(или) вредным воздействием физических факторов на местное население, флору и фауну. Приводится время работы в штатном режиме, с обусловленными техническими характеристиками, номенклатурой и объемами выбросов (сбросов); случаи работы в условиях аварии с номенклатурой и объемами аварийных выбросов (сбросов); чрезвычайные ситуации на ПЭОВО, приведшие (или способные привести) к людским и материальным потерям. Отмечаются случаи появления новых образцов ВВСТ, которые могут изменить установленную ранее категорию объекта или перечень загрязняющих веществ, влияющих на ОЭБ.

В заключение обосновывается подтверждение категории экологически опасного объекта ВС РФ. Для ПЭОВО, оказывающих минимальное негативное воздействие на ОС (IV категория), оценивание экологической обстановки можно завершить.

2. Загрязнение компонентов природной среды.

Задача второго этапа оценивания экологической обстановки – представить количественные и качественные характеристики загрязнения атмосферного воздуха, поверхностных вод (акватории) и земель на территории воинской части. Номенклатура загрязняющих веществ определяется на первом этапе оценивания при анализе негативного воздействия ПЭОВО.

При одновременном присутствии нескольких загрязняющих веществ степень загрязнения атмосферного воздуха оценивается по комплексному показателю P по 5-балльной шкале в соответствии с табл. 1.

Комплексный показатель P вычисляется по формуле [3]

$$P = \sqrt{\sum_{i=1}^{n} K_i^2}, \qquad \text{где} \tag{1}$$

$K_i = \dfrac{C_i}{ПДК_i}$,

C_i – среднегодовая концентрация *i*-го вещества,

$ПДК_i$ – предельно допустимая среднесуточная концентрация *i*-го вещества.

Таблица 1

Оценки загрязнений атмосферного воздуха в зависимости от P и числа загрязняющих веществ

Уровень загрязнения атмосферного воздуха	Градации P в зависимости от количества загрязняющих веществ (ЗВ)			
	(2-3) ЗВ	(4-9) ЗВ	(10-20) ЗВ	более 20 ЗВ
I – допустимый	2	3	4	5
II – слабый	2,1-4	3,1-6	4,1-8	5,1-10
III – умеренный	4,1-8	6,1-12	8,1-16	10,1-20
IV – сильный	8,1-16	12,1-24	16,1-32	20,1-40
V – очень грязный	>16	>24	>32	>40

Таблица 2

Оценки загрязнений водной среды

Превышения ПДК для тяжелых металлов, токсикантов, радиоактивности	Логическая операция объединения уровней загрязнения	Превышения ПДК для нефтепродуктов и АХОВ	Логическая операция объединения уровней загрязнения	Превышения ПДК для нитратов, нитритов, фосфатов	Категория качества водной среды по загрязняющим веществам
до 1 ПДК	и/или	до 1 ПДК	и/или	до 1 ПДК	относительно чистая
от 1 до 2 ПДК	и/или	от 1 до 3 ПДК	и/или	от 1 до 2 ПДК	умеренно загрязненная
от 2 до 5 ПДК	и/или	от 3 до 10 ПДК	и/или	от 2 до 3 ПДК	загрязненная
от 5 до 10 ПДК	и/или	от 10 до 50 ПДК	и/или	от 3 до 5 ПДК	грязная
более 10 ПДК	и/или	более 50 ПДК	и/или	более 5 ПДК	очень грязная

Степень загрязнения поверхностных вод (акваторий военно-морских баз) определяется превышениями загрязняющих веществ их предельно допустимых концентраций в соответствии с табл. 2.

При загрязнении почв степень загрязнения рекомендуется выражать суммарным показателем загрязнения Z_c [1]:

$$Z_c = \sum_{i=1}^{n} K_i - (n-1), \tag{2}$$

где $K_i = \frac{C_i}{ПДК_i}$ или $K_i = \frac{C_i}{C_{фi}}$,

$C_{фi}$ – среднефоновое содержание *i*-го загрязняющего вещества или значение кларка.

Критерии оценки загрязнения почвы представлены в табл. 3.

Таблица 3

Критерии оценки загрязнения почвы

Суммарный показатель загрязнения почвы	Категория загрязнения почвы
1-8	допустимое
8-16	слабое
16-32	среднее
32-64	сильное
>64	очень сильное

На карте (ситуационной схеме) следует нанести границы загрязнения акватории и земель при различных уровнях превышений ПДК, ПДУ и качественных оценках категорий загрязнения.

3. Влияние загрязнения природной среды на здоровье личного состава и населения.

Оценивание риска для здоровья личного состава и населения в зоне ответственности войск (сил) при воздействии загрязняющих веществ, регистрируемых на территории воинской части, проводится, если их концентрация в компонентах природной среды превышает предельно допустимые уровни (ПДК). Для таких загрязняющих веществ рассчитываются коэффициенты опасности [2]:

$$K_{on} = \frac{\bar{Д}}{Д_{реф}} \text{ или } K_{on} = \frac{\bar{C}}{C_{реф}}, \tag{3}$$

где $\bar{Д}$, $\bar{C}$ – средняя доза [мг/кг] или средняя концентрация [мг/м^3] химических веществ, в том числе радиоактивных, иных веществ и микроорганизмов, обусловленная контактом организма с веществом в результате ингаляционных воздействий, накожной экспозиции и потребления пищи;

$Д_{реф}$, $C_{реф}$ – референтная (безопасная) доза [мг/кг] или референтная (безопасная) концентрация [мг/м^3]. Поступление химических веществ обычно рассчитывается по формулам, учитывающим воздействующие концентрации, величину контакта, частоту и продолжительность воздействий, массу тела и время осреднения экспозиции; референтные значения приведены в [2].

При использовании логист-модели зависимость «доза-эффект» может определяться формулой вида:

$$R = \frac{1}{1 + \exp\left[-\alpha\left(\ln K_{on} - 1\right) + \beta\right]}, \tag{4}$$

где α и β – коэффициенты модели, $\alpha > 0$.

В табл. 4 приведены определения степени риска [2], его оценка в баллах и рекомендации по снижению риска.

Таблица 4

Оценка риска негативного воздействия химических веществ на здоровье человека

Диапазон риска	Наименование	Мероприятия по снижению риска	Оценка в баллах
I – $R \le 1 \cdot 10^{-6}$	Повседневный риск	Не требуются	1
II – $1 \cdot 10^{-6} < R \le 1 \cdot 10^{-4}$	Приемлемый риск	Постоянный контроль уровня риска	2
III – $1 \cdot 10^{-4} < R \le 1 \cdot 10^{-3}$	Профессиональный риск	Для персонала – плановые оздоровительные мероприятия. Для населения – снижение до приемлемого риска	3
IV – $1 \cdot 10^{-3} < R$	Неприемлемый риск	Экстренные оздоровительные мероприятия по снижению риска	4

При наличии в воинской части источников ионизирующего излучения необходимо обеспечить контроль соблюдения дозы облучения как для персонала, так и для населения в соответствии с табл. 5 [3].

В условиях нормальной эксплуатации источников ионизирующего излучения указанные пределы доз облучения в течение года установлены исходя из следующих значения индивидуального пожизненного риска:

$R = 10^{-6}$ уровень пренебрежимо малого риска;

$R = 5 \cdot 10^{-5}$ приемлемый риск для населения;

$R = 2 \cdot 10^{-4}$ приемлемый риск для персонала.

Таблица 5

Основные пределы доз облучения

Нормируемые величины	Пределы доз	
	персонал	население
Эффективная доза	20 мЗв в год в среднем за любые последовательные 5 лет, но не более 50 мЗв в год	1 мЗв в год в среднем за любые последовательные 5 лет, но не более 5 мЗв в год
Эквивалентная доза за год в:		
хрусталике глаза	150 мЗв	15 мЗв
коже	500 мЗв	50 мЗв
кистях и стопах	500 мЗв	50 мЗв

При наличии в воинской части передающих радиотехнических объектов (ПРТО) в оценку экологической обстановки должны включаться результаты инструментального контроля уровней электромагнитных полей на селитебной территории, внутри жилых, общественных и производственных помещений [4].

Удовлетворительной считается обстановка, при которой не регистрируются превышения предельно допустимых уровней ЭМП диапазона частот 30 кГц – 300 гГц для населения, приведенных в табл. 6.

Таблица 6

Предельно допустимые уровни ЭМП диапазона частот 30 кГц – 300 гГц для населения

Диапазон частот	30-300 кГц	0,3-3 мГц	3-30 мГц	30-300 мГц	0,3-300 гГц
Нормируемый параметр	Напряженность электрического поля, В/м				Плотность потока энергии, мкВт/см^2
Предельно допустимые уровни	25	15	10	3	10 25*

* – для случаев облучения от антенн, работающих в режиме кругового обзора или сканирования

4. Состояние естественных экологических систем.

Состояние природных и природно-антропогенных объектов в зоне ответственности войск (сил) оценивается негативным воздействием воинской части, приводящим к нарушенности природных балансов территории.

Указанные нарушения природных балансов территории могут быть малоопасными для биоты (отвалы земли, отходы V класса опасности) или опасными для биоты (являются фитотоксичными, биотоксичными). В качестве характеристик негативного воздействия предлагается определять территориальные индексы экологической безопасности $И_T$. Значения $И_T$ рассчитываются как отношение площади нарушения $S_{нар}$ к общей площади зоны ответственности войсковой части S_0, отдельно для малоопасных и опасных для биоты воздействий [5]:

$$И_T = \frac{S_{нар}}{S_0}. \quad (5)$$

Состояние природных и природно-антропогенных объектов в зоне ответственности войск (сил) оценивается в соответствии с табл. 7.

В существующей системе органов экологической безопасности Вооруженных Сил расчетно-аналитическая деятельность по оцениванию экологической обстановки должна осуществляться под руководством и при участии Региональных экологических центров (РЭЦ) военных округов.

Таблица 7

Градации размеров площадей с нарушенностью природных балансов

Характеристика нарушений природного баланса	Значение $И_T$, %	Оценка нарушения природного баланса
Малоопасные для существования биоты	$И_T \le 10\%$	приемлемое нарушение
	$10\% < И_T \le 30\%$	критическое нарушение
	$И_T > 30\%$	катастрофическое нарушение
Опасные для существования биоты	$И_T \le 0,5\%$	приемлемое нарушение
	$0,5\% < И_T \le 1\%$	критическое нарушение
	$И_T > 1\%$	катастрофическое нарушение

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Данные, полученные в результате оценивания экологической обстановки, позволяют органам военного управления всех уровней формировать эффективную систему управления обеспечением экологической безопасности Вооруженных Сил. Принципы, на которых должна

строиться система управления обеспечением экологической безопасности ВС РФ, изложены в статье [6].

Список используемых источников

1. Руководящий документ РД 52. Методика оценки экологической обстановки на территории военного объекта. Проект, 1998.
2. Р 2.1.10.1920-04. Руководство по оценке риска для здоровья населения при воздействии химических веществ, загрязняющих окружающую среду.
3. Нормы радиационной безопасности (НРБ-99/2009). Санитарные правила и нормативы. СанПиН 2.6.1.2523-09. – Москва, 2009.
4. СанПиН 2.1.8/2.2.4.1383-03. Гигиенические требования к размещению и эксплуатации передающих радиотехнических объектов.
5. Временные рекомендации по оценке экологической опасности производственных объектов (утв. Госкомэкологии РФ 15.03.2000 г.).
6. *Кулешов Ю.В., Летучий Ю.А.* Пути развития экологической службы Вооруженных Сил Российской Федерации / Военная мысль, №1, 2014. – С. 3-9.

Ю.В. Платов*,
В.Ю. Клюшников**
* Институт земного магнетизма, ионосферы и распространения радиоволн им. Н.В.Пушкова РАН, г. Троицк
** Центральный научно-исследовательский институт машиностроения, г. Королев

ДИНАМИКА ГАЗО-ПЫЛЕВОГО ОБЛАКА, НАБЛЮДАВШЕГОСЯ 26 ОКТЯБРЯ 2017 ГОДА ПРИ ЗАПУСКЕ ТВЕРДОТОПЛИВНОЙ РАКЕТЫ

Предложен подход к анализу разновременной последовательности цифровых снимков свечения в атмосфере газо-пылевого облака, образующегося при пуске твердотопливной ракеты. Анализ позволяет уточнить дисперсный состав облака, скорость и ускорение его перемещения. Разработанный и апробированный методический подход может быть использован для уточнения физической картины взаимодействия продуктов сгорания твердого ракетного топлива с окружающей средой.

Ключевые слова: оптическое явление, газо-пылевое облако, межконтинентальная баллистическая ракета, рассеяние света, цифровой снимок, калибровка изображений по звездам.

По сообщениям РИА Новости и Минобороны РФ 26 октября 2017 года, с космодрома Плесецк и из акватории Баренцева моря были произведены учебные пуски межконтинентальных баллистических ракет (МБР) по полигону Кура [1].

Известно, что в сумеречное время суток такие пуски сопровождаются оптическими эффектами, наблюдаемыми в северных районах России, - от Кольского полуострова до Восточной Сибири. Предположив, что подобные явления могли быть зафиксированы любителями наблюдений полярных сияний, мы провели поиск в Интернете, который дал результаты: в социальной сети «В контакте», на сайте фотохудожника Алексея Яковлева (URL: https://vk.com/alex_626. Дата обращения 27.04.2018.), нами были обнаружены сделанная им 26.10.2017 года серия цифровых фотографий развития атмосферных оптических явлений, сопровождавших именно эти пуски. Точка съемок располагалась на севере Томской области.

Нам удалось получить от автора оригинальные цифровые снимки достаточно высокого разрешения и проанализировать их. Даже при беглом просмотре фотографий можно сделать однозначное заключение, что наблюдавшийся эффект сопровождает запуск твердотопливной баллистической ракеты. Более конкретно он определяется разлетом продуктов сгорания выбрасываемых в атмосферу в процессе выключения двигателя [2, 3]. На всех снимках четко прослеживается область атмосферы в области разделения ступеней (начало разлета сферического облака), в которой наблюдается «бирюзовое» свечение, обусловленное резонансным рассеянием солнечного света на монооксиде алюминия (рис. 1), образующегося в результате взаимодействия металлического алюминия в продуктах сгорания с кислородом атмосферы [4, 5].



а) кадр № 1



б) кадр № 5

Рис. 1. Два фрагмета оптического явления на фоне полярных сияний по материалам А.Яковлева. Звезды на снимках: 1 - Алькаид (η UMa), 2- Мицар (ζ UMa), 3 - Алиот (ε UMa), 4 - Мегрец (δ UMa), 5 - Дубхе (α UMa), 6 - Мерак (β UMa), 7 - Фад (γ UMa).

Аналогичные эффекты неоднократно наблюдались в прошлые годы при запусках твердотопливных баллистических ракет. В частности, в 80-х годах прошлого столетия на станциях наблюдения полярных сияний в северных районах России были зарегистрированы явления в виде крупномасштабных сферических быстро расширяющихся облаков на удалениях больше тысячи километров от предполагаемого места старта ракет. Размеры облаков составляли более 1500 км в диаметре, а скорости их расширения варьировались от 3 до 7 км $с^{-1}$ [6].

Четкое изображение звезд на фотографиях позволило провести привязку различных фрагментов изображений по координатам и провести корректные оценки размеров наблюдавшегося явления и его динамических характеристик.

На рис. 2 приведена схема наблюдений облака из поселок Стрежевой, расположенного в северной части Томской области, с указанием направлений на центр облака для различных последовательных кадров (зеленые линии) и привязкой к траектории полета ракеты.

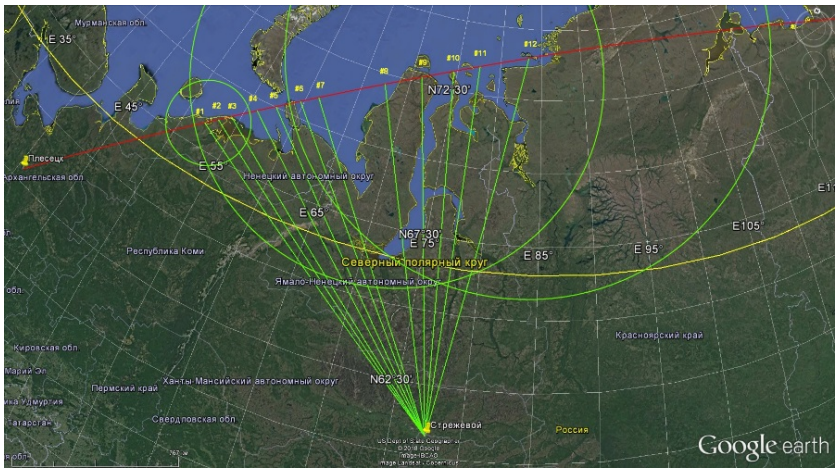


Рис. 2. Направления на центр облака для фотографий А.Яковлева.

Результаты измерений показаны на рис. 3.

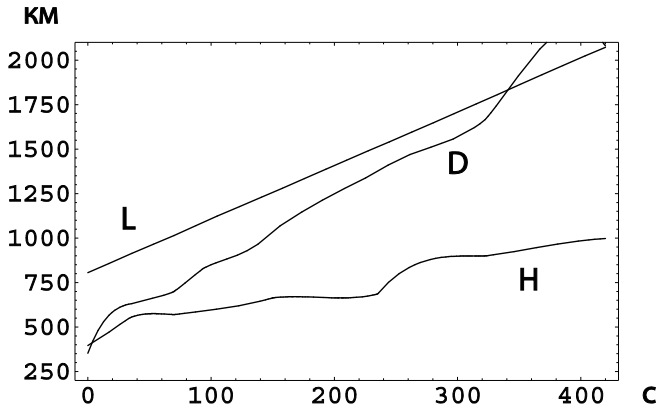


Рис 3. Изменение расстояние от места старта до центра облака во времени (L), изменение диаметра облака (D), изменение высота центра облака (H).

Результаты измерений геометрических характеристик изображений и анализа служебной информации на снимках показали, что скорость перемещения центра облака вдоль траектории полета ракеты на пассивном участке траектории составляет ~ 3.1 км/с. Скорость расширения

облака (изменение его радиуса во времени) ~ 2.1 км/с. Ошибка измерений ~ 5%. Скорость расширения облака и скорость перемещения его центра вдоль траектории полета ракеты практически не меняются, что свидетельствует об отсутствии его торможения в верхних слоях атмосферы.

Наличие на снимках большого количества звезд различной величины и спектральных классов делает возможной достаточно корректную оценку интегральной светимости облака [7]. Поскольку свечение облака обусловлено рассеянием солнечного света, процесс калибровки (рис. 4) заключался в определении светимости облака в единицах какой-либо реперной звезды, светимость которой известна в долях светимости Солнца.

В качестве реперной была выбрана звезда Неккар созвездия Волопас (β Boo), звездная величина m=3.45, спектральный класс - G8III. Звездная величина Солнца - Sm = -26.7. Выбор определялся тем, что спектральный класс звезды достаточно близок к спектральному классу Солнца.

Светимость реперной звезды в долях светимости Солнца составляет: $2.51^{-(26,7+3.45)} = 0.98\ 10^{-12}$.

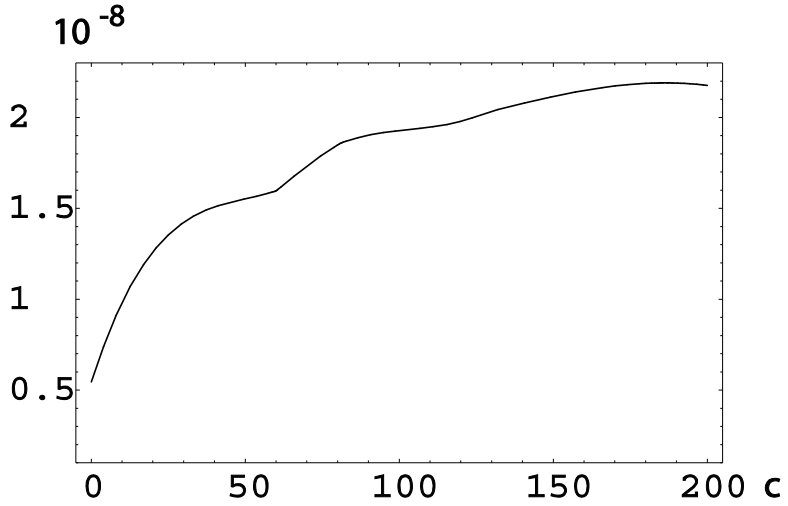


Рис.4. Светимость облака в единицах светимости Солнца в зависимости от времени.

Зависимость светимости облака от времени показывает, что достаточно длительное время облако не являлось оптически тонким, не смотря на относительное небольшое количество составляющего его вещества.

При релеевском рассеянии зависимость интенсивности рассеянного света от параметров рассеивающего комплекса определяется выражением

$$I = I_0\ k\ \frac{M^2}{r^2\ \lambda^4 N\ \rho^2}\ (1 + \cos^2\Theta)$$

Здесь: I_0 - интенсивность падающего излучения; k - константа, зависящая от свойств рассеивающего вещества (~10); N - число рассеивающих центров; v - объем рассеивающих частиц; r - расстояние до наблюдателя; λ- длина волны; ρ - плотность вещества частиц; Θ - угол рассеяния.

Масса вещества, выбрасываемого при отсечке тяги твердотопливного двигателя можно приближенно определить как $M=PV\mu/RT$ ~ 100 кг (P- давление в камере сгорания~ 10^7па, V – объем камеры сгорания ~5 м^3, μ- молярная масса продуктов горения ~ 0.035): [10].

Для частиц с характерным размером l (r ~ 1000 км , λ = 0.5 мкм и ρ ~ 10^3 кг м$^{-3}$):

l ~ 0.1 мкм $I \sim 1.5\ 10^{-9}\ I_0$

l ~ 0.25 мкм, $I \sim 2.34\ 10^{-8}\ I_0$

l ~ 0.5 мкм $I \sim 1.9\ 10^{-7}\ I_0$

l ~ 1.0 мкм $I \sim 1.5\ 10^{-6}\ I_0$

Полученные значения светимости облака находятся в хорошем согласии с вероятными значениями массы вещества, выброшенного при разделении ступеней, и размерами

дисперсных частиц в облаке. Однако, следует отметить, что, поскольку размер рассеивающих частиц превышает 0.1 мкм, приближение релеевского рассеяния не является вполне корректным.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

По результатам анализа полученных разновременных снимков атмосферных оптических явлений, сопровождающих пуск МБР, могут быть сделаны следующие выводы:

1. Скорость расширения облака определяется ускорением дисперсной компоненты продуктов сгорания на фронте ударной волны развивающейся при отсечке тяги твердотопливного двигателя.

2. Практически постоянная скорость расширения облака свидетельствует о том, что оно состоит из достаточно крупных дисперсных частиц продуктов сгорания, не тормозящихся в верхней атмосфере при разлете [9].

3. Скорость перемещения центра облака соответствует скорости ракеты на момент разделения ступеней.

4. Общая картина развития явления полностью соответствует модели, описанной в [2].

Описанный подход к анализу изображений свечения в атмосфере газо-пылевых облаков, образующихся при пусках твердотопливных ракет, может быть использован для уточнения физической картины взаимодействия продуктов сгорания твердого ракетного топлива с окружающей средой.

Список используемых источников

1. Минобороны провело тренировку по управлению Стратегическими ядерными силами // URL: https://aftershock.news/?q=node/577449&full. Дата обращения 27.04.2018.

2. Воздействие ракетно-космической техники на окружающую среду // Под ред. *В.В.Адушкина, С.И.Козлова и М.В.Сильникова*. М. ГЕОС. - 2016, - 795 с.

3. *Stanislav Kozlov, Sergey Nikolayshvili, Yulii Platov, Mikhail Silnikov, Vitaly Adushkin,* Exceptional optical phenomena observed during the operation of Russian launchers // Acta Astronautica. –2016. - V. 126. - September–October. - P. 536–540.

4. *Николайшвили С.Ш., Платов Ю.В., Черноус С.А.* Динамика разлета газопылевого облака, образующегося при выключении твердотопливных ракетных двигателей в верхней атмосфере // Геомагнетизм и аэрономия. -2015. -Т. 55. - № 5. - С. 680–686.

5. *Платов Ю.В., Николайшвили С.Ш.* Динамика развития облаков моноокиси алюминия, образующихся в верхней атмосфере при запусках твердотопливных ракет // Геомагнетизм и аэрономия. – 2018. -Т. . - №. 4. - С. 45-49.

6. *V.R.Tagirov, V.A.Arinin, U.Brandstrom, A.Pajunpaa, V.V.Klimenko*. Atmospheric Optical Phenomena Caused by Powerful Rocket Launches //Journal of spacecraft and rockets. – 2000. -V. 37. - N. 6. - P. 812-821.

7. *Platov Yu*., Absolute calibration of extended emission objects by stars // Physics and Chemestry of the Eart. – 2000. - V. 25. - № 5-6. - P.501.

8. *Платов Ю.В., Черноус С.А., Алпатов В.В.,* Особенности оптических явлений, связанных с запусками твердотопливных баллистических ракет // Геомагнетизм и аэрономия. – 2013. - Т. 53. - № 1. - С. 209–214.

9. *Chernouss S., Platov Yu., Vetcinkin N.,* Dependence of scales of distturbances in the upper atmosphere on dispersed components of the rocket exhaust, Norway, Conference Proceedings, 24 annual meeting, - 1998, - P. 169.

А.О. Рябов[*],
В.Л. Фролов[*,***],
Р.Ю. Лукьянова[**],
А.С. Белов[*],
И.А. Болотин[*],
М.Н. Добровольский [**],
* НИРФИ ННГУ им. Н.И. Лобачевского, Нижний Новгород, Россия
** ГЦ РАН, Москва, Россия
*** Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, Россия

ИЗМЕРЕНИЕ ИСКУССТВЕННОГО ПЛАЗМЕННОГО ВОЗМУЩЕНИЯ С ПОМОЩЬЮ ИСЗ SWARM

ВВЕДЕНИЕ

В настоящей работе рассматриваются результаты исследований характеристик возмущений плотности и температуры плазмы, индуцируемых на высотах внешней ионосферы при работе стенда СУРА. Начиная с 2005 г. такие исследования выполнялись с помощью бортовой аппаратуры ИСЗ DEMETER и DMSP (высоты орбит ~ 660 км и ~ 840 км соответственно). Их результатом явилось обнаружение формирования дактов с избыточной плотностью плазмы в магнитной силовой трубке, опирающейся на область с сильно развитой ИИТ вблизи высоты отражения ВН [1-4]. Отсутствие формирования дактов в условиях дневной ионосферы, как и вообще низкий уровень возбуждаемой в это время суток ИИТ, определяется поглощением мощности ВН при её распространении в нижней ионосфере, образованием дефокусирующей линзы на высотах 130 – 170 км, сильно уменьшающей плотность потока энергии ВН на высотах верхней ионосферы, низкими высотами отражения ВН, а также присутствием фотоэлектронов в ионосфере [5]. Все эти факторы приводят к уменьшению эффективности взаимодействия мощной радиоволны *O*-поляризации с ионосферной плазмой.

Важно подчеркнуть, что в настоящее время имеется лишь ограниченный объём данных о свойствах плазменной турбулентности в области высот 400 – 500 км, в которой имеет место переход от области с уменьшенной плотностью плазмы вблизи высоты отражения ВН (область сильного нагрева ионосферы вблизи максимума F_2-слоя) к области с повышенной плотностью на высотах внешней ионосферы (область формирования дактов с избыточной плотностью плазмы в возмущённой магнитной силовой трубке). Считается, что формирование дактов определяется выносом плазмы из области её сильного разогрева [3, 4]. Ясно, что знание характеристик плазменной турбулентности в области высот ~ 500 км позволило бы детализировать особенности механизмов транспорта плазменных возмущений из области с наиболее интенсивной генерацией ИИТ вблизи высоты отражения ВН во внешнюю ионосферу.

ПОСТАНОВКА ЭКСПЕРИМЕНТОВ

В данной работе мы представляем результаты исследований характеристик возбуждаемых во внешней ионосфере искусственных плазменных возмущений (возмущений плотности и температуры плазмы, в первую очередь), выполненных в 2016 и 2017 гг. с помощью бортовой аппаратуры европейских спутников серии SWARM. В номинальном режиме два ИСЗ (SWARM A и C) летят на высоте ~ 450 км параллельно друг другу на расстоянии 50 – 1000 км, наклонение орбиты 87.4°. Третий ИСЗ (SWARM B) летит в другой меридиональной плоскости на высоте ~ 500 км, наклонение орбиты 88°.

Все ИСЗ SWARM оснащены идентичной аппаратурой. Основным их модулем является комплекс для магнитных измерений: высокочувствительные векторный и скалярный магнетометры для определения величины и направления полного вектора и вариаций магнитного поля с точностью до 0.1 – 0.5 нТл. Эти магнитометры позволяют проводить

измерения по широкому кругу задач, включая измерения напряжённости главного магнитного поля Земли, литосферного поля и внешнего магнитного поля, которое создаётся ионосферными токами, текущими между магнитосферой и ионосферой. Кроме магнитометрической аппаратуры ИСЗ SWARM оснащены инструментами EFI для измерения электрического поля. Более подробное описание аппаратуры ИСЗ SWARM можно найти в [6]. В наших измерениях использовались данные ленгмюровских зондов для определения вариаций электронной плотности и температуры плазмы и для измерения потенциала корпуса ИСЗ.

Нагревный стенд СУРА расположен вблизи р/п Васильсурск в 120 км к востоку от г. Нижнего Новгорода (координаты стенда: $\varphi_0 = 56{,}15°$ с. ш., $\lambda_0 = 46{,}1°$ в. д.). Эффективная мощность излучения стенда в режиме синхронного излучения всех трёх его модулей с максимальной мощностью составляет 80 МВт на частотах излучения $f_{\text{ВН}} \approx 4.3$ МГц, увеличиваясь с ростом $f_{\text{ВН}}$ до ~ 180 МВт на частотах $f_{\text{ВН}} \approx 6.5$ МГц. В выполняемых на стенде СУРА экспериментах излучение ВН начиналось, как правило, за ~ 15 мин до времени пролёта ИСЗ через возмущённую магнитную силовую трубку.

Всего в 2016 – 2017 гг. было выполнено около 60 сеансов нагрева ионосферы по программе СУРА–SWARM при различных условиях их проведения. Полученные здесь результаты позволили сформулировать необходимые условия для возбуждения возмущений плотности и температуры на высотах $h \approx 450 – 500$ км и определить их основные характеристики. Было установлено, что генерация искусственных плазменных возмущений достаточно высокого для их обнаружения уровня наблюдалась только при работе стенда в вечерние и ночные часы в условиях, когда частота мощной радиоволны не превышала 6 МГц, была ниже критической частоты F_2-слоя ионосферы f_{0F2}, высота отражения ВН была больше 200 км, а орбита ИСЗ проходила на расстоянии меньше 60 км от центра возмущённой магнитной силовой трубки. В большинстве случаев генерация искусственных плазменных возмущений наблюдалась, когда эффективная мощность излучения ВН была не меньше 40 МВт. Следует отметить, что все условия для генерации плазменных возмущений на высотах ~ 500 км полностью повторяют условия для формирования дактов плотности плазмы на высотах внешней ионосферы (на высотах ~ 660 км) [3].

АНАЛИЗ РЕЗУЛЬТАТОВ ИЗМЕРЕНИЙ

Для демонстрации наблюдаемых явлений мы рассмотрим характеристики возмущений плотности и температуры плазмы, а также потенциал спутника для сеанса за 25 апреля 2016 год. ИСЗ SWARM (B) пролетал в условиях ночной ионосферы (T* = 19:16:55 UT) на высоте 514 км в направлении с севера на юг практически через центр возмущённой магнитной силовой трубки. Модификация ионосферы началась за 16 мин до пролёта ИСЗ через трубку. ВН излучалась на частоте $f_{\text{ВН}} = 4300$ кГц при $f_{0F2} = 4.6$ МГц, высота отражения ВН была равна $h \approx 240$ км. Эксперимент проводился в очень спокойных геомагнитных условиях ($\sum K_p = 10$). Особенностью этого сеанса явилась низкая эффективная мощность излучения ВН, $P_{\text{эфф}} = 20$ МВт. Тем не менее, даже при такой мощности $P_{\text{эфф}}$ наблюдалось развитие очень сильной диффузности на ионограммах, а приборами ИСЗ были зарегистрированы хорошо заметные искусственные вариации плотности и температуры плазмы.

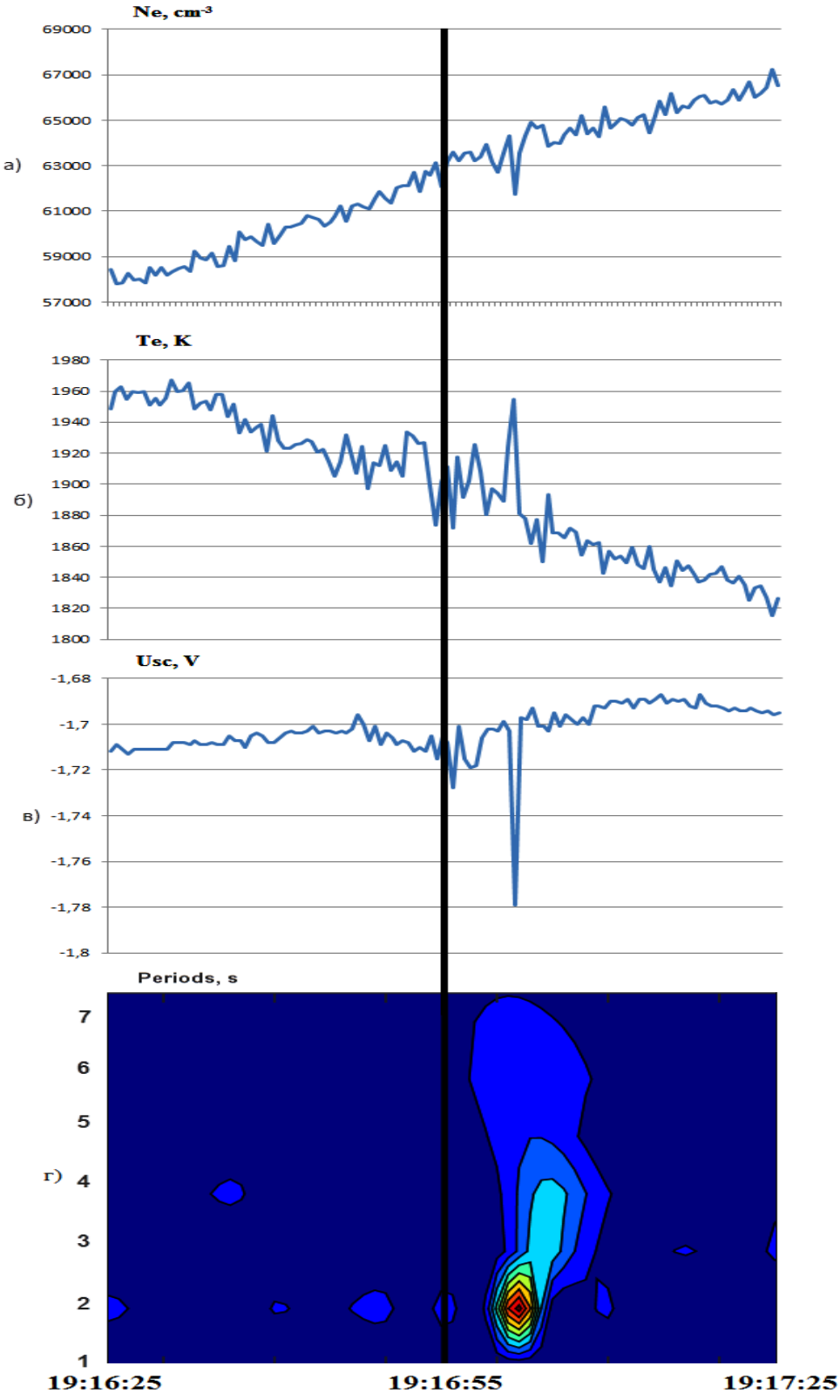


Рис. 1.

На рис. 1 представлены результаты измерения концентрации электронов N_e (панель *а*), температуры электронов T_e (панель *б*) и потенциал спутника (панель *в*). По оси абсцисс отложено время пролёта спутника в UT. Вертикальной линией отмечено время T^* = 19:16:55 UT. По результатам измерений концентрации N_e видно появление искусственных вариаций плотности плазмы на интервале времени 19:16:48 до 19:17:03 UT величиной 1.6 – 3.1% с максимальными их значениями в 19:16:59 UT. Эти измерения позволяют оценить размер

области с искусственными вариациями плотности плазмы вдоль орбиты спутника как ~ 100 км, что несколько превышает размер ионосферы, засвеченной пучком мощных радиоволн на высоте отражения ВН (~ 70 км), причём центр области с максимальными возмущениями смещён на юг на ~ 50 км от точки максимального сближения для T^*, отражая влияние эффекта «магнитного зенита». На несколько большем интервале времени с 19:16:46 до 19:17:07 UT (на расстоянии ~ 170 км вдоль орбиты ИСЗ) регистрируются искусственные вариации температуры электронов величиной 1 – 2% с максимальными их значениями ~ 3% в 19:16:59 UT. Увеличения среднего уровня плотности плазмы в этом сеансе не наблюдалось, а увеличение T_e не превышало 1%. Из рисунке хорошо видно, что выделяющийся на записи максимум значения T_e в 19:17:01 UT точно совпадает с минимумом значения N_e.

Обращает на себя внимание практически полная корреляция поведения T_e и потенциала ИСЗ U_{sat} вплоть до деталей, когда увеличение температуры плазмы сопровождается увеличением отрицательного потенциала спутника. Потенциал металлического корпуса ИСЗ в первом приближении пропорционален величине $-\kappa T_e$ (κ – постоянная Больцмана), поэтому вариации температуры напрямую влияют на величину потенциала U_{sat}.

На рис. 1*г* приведены результаты вейвлет анализа вариаций плотности плазмы. Видно, что во время пролёта ИСЗ через возмущённую магнитную силовую трубку (на рисунке это соответствует времени 60 – 65 с) эти вариации имеют характерный период T ≈ 2 с, что соответствует размерам неоднородностей ~ 16 км вдоль орбиты ИСЗ (практически в ортогональном к геомагнитному полю направлении).

Шесть сеансов программы СУРА-SWARM, в которых были получены наиболее значимые результаты, приведены в Таблице 1. В ней время дано в UT: $T_{UT} = T_{мск} - 3$ часа для измерений в 2016 – 2017 гг. Во втором столбце приведены значения времени T* наибольшего сближения орбиты ИСЗ с центром возмущённой магнитной силовой трубки и значение при этом расстояния до центра трубки D*. В четвёртом столбце приводятся значения высоты отражения ВН $h_{отр}$(км) и ΣK_p – величина суммарного за сутки планетарного индекса геомагнитной возмущённости).

На основе выполненных в 2016 – 2017 гг. измерений характеристик плазменных возмущений, можно констатировать, что на высотах 450 – 500 км не было обнаружено характерных для дактов изменений плотности плазмы с размерами ~ 100 км поперёк линий геомагнитного поля, ранее обнаруженных на высотах ~ 660 км в экспериментах с ИСЗ DEMETER [1-4]. Также было установлено, что на высотах 450 – 500 км вариации плотности и температуры плазмы обнаруживаются на расстояниях 100 – 200 км вдоль орбиты ИСЗ (приблизительно в северо-южном направлении), что в 1.5 – 3 раза превышает горизонтальные размеры центральной части ВО ионосферы на уровне отражения ВН, где наблюдается развитие наиболее интенсивной ИИТ и наиболее сильный разогрев плазмы [5, 7-9]. Отмечается, что, как и в случае формирования дактов плотости плазмы, на пространственное распределение искусственных плазменных возмущений на высотах ~ 500 км сильное влияние оказывает эффект «магнитного зенита». В целом, как показали выполненные эксперименты, должны выполняться одни и те же условия для формирования дактов на высотах ~ 660 км и плазменных возмущений на высотах ~ 500 км, что может указывать на определённую общность механизмов их образования.

Таблица 1

№	Дата. Номер ИСЗ. T^* (UT) D^* (км)	Время излучения ВН (UT). $f_{ВН}$ (кГц) $P_{эфф}$ (МВт)	f_{0F2}(кГц) $h_{отр}$(км) ΣK_p	Характер эффектов воздействия.	Высота ИСЗ. Уровень F_{spread}. Примечания.
1	**25 апреля 2016** SWARM-B	19:01:00 – 19:18:00 4300 20	4.7 240 10	С 19:16:48 до 19:17:03 есть вариации N_e до 3% и	(h = 514 км).

	19:16:55 Центр ДН.			вариации T_e до 3% с $l \approx$ 16 км.	Возбуждена очень сильная диффузность.
2	**27 августа 2016** SWARM-C 17:22:06 18 км (к западу).	17:06:00 – 17:23:00 4300 55	5.1 → 4.9 230 9	С 17:21:58 до 17:22:12 увеличение T_e на 14%, вариации N_e ~ 3% и вариации T_e ~ 8% с $l \approx$ 13 км.	(h = 452 км). Очень сильная диффузность. E_s с f_{0Es} до 4 – 4.5 МГц.
3	**30 августа 2016** SWARM-C 17:03:24 22 км (к востоку).	16:48:00 – 17:04:00 4720 95	5.6 240 43	С 17:03:16 до 17:03:23 максимум N_e с увеличением на 3%. Возможно есть вариации N_e ~ 1.3% с $l \approx$ 12 км с 17:03:16 до 17:03:33. Увеличение среднего уровня T_e на 1%.	(h = 452 км). Диффузность среднего уровня. Большие шумы в T_e.
4	**23 мая 2017** SWARM-C 17:10:20 40 км (к западу).	16:56 – 17:11 4300 50	4.6 235 15^-	Чётко выраженные уменьшения плотности N_e до 7% с $L \approx$ 45 км на расстоянии ~ 200 км вдоль орбиты ИСЗ. Рост T_e на ~ 2% на расстоянии ~ 80 км полностью коррелирует с увеличением отрицательного потенциала ИСЗ на ~ 3%. Вариации $T_e \approx$ 1 – 2% с $l \approx$ 14 км.	(h = 452 км) E_s с f_{0Es} до 7 МГц. Развилась сильная диффузность.
5	**27 мая 2017** SWARM-B 21:40:34 22 км (к востоку).	± 3 мин до 21:27 (нагрев закончился на 13 мин раньше пролета ИСЗ) 4740 85	4.3 ~ 280 13^+	Есть вариации $N_e \approx$ 2% и $T_e \approx$ 0.7% с увеличением T_e на ~ 1%. Размер области с плазменными возмущениями составляет ~ 110 км.	(h = 514 км) Диффузность к T* уже сильно уменьшилась. К 21:29 критическая частота f_{0F2} упала до 4.3 МГц.
6	**7 сентября 2017** SWARM-C 18:59:42 (центр ДН).	18:46 – 19:00 4300 55	4.4 260 29^-	Наличие вариаций в N_e определить трудно. Есть вариации $T_e \approx$ 5% с $l \approx$ 12 км. Возмущения наблюдаются на расстоянии $L \approx$ 210 км.	(h = 452 км) E_s до 4 МГц. Развивается очень сильная диффузность, пропали следы O- и X- мод.

Анализ полученных результатов позволяет заключить, что на высотах 450 – 500 км наиболее интенсивными являются неоднородности плотности плазмы с размерами $l \approx$ 10 – 15 км в ортогональном к геомагнитному полю направлении и с амплитудой $\delta N \approx$ 3%. Заметим, что неоднородности почти таких же размеров обнаруживаются и внутри возмущённой области ионосферы вблизи максимума её F_2-слоя особенно в области «магнитного зенита» для ВН, где значение вариаций плотности плазмы в них может достигать 25% [10], и внутри дактов, где они, согласно [3], имеют амплитуду δN до 10%. Таким образом, генерация крупномасштабных ИИН с $l \approx$ 10 – 15 км обнаруживается в широком интервале высот от высоты отражения ВН до высот внешней ионосферы (~ 660 км). При этом получается, что они имеют наименьшую интенсивность именно в промежуточной области на высотах ~ 500 км. Ясно, что учёт только термодиффузионных процессов не может объяснить такое их распрределение по высоте.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ 17-05-00475. Работа Рябова А.О. выполнялась при поддержке государственного задания Минобрнауки России (проект № 3.1844.2017/ПЧ).

Список используемых источников

1. *Рапопорт В.О., Фролов В.Л., Комраков Г.П. и др.* // Изв. вузов. Радиофизика, 2007. Т. 50, № 8. С. 709.
2. *Фролов В.Л., Рапопорт В.О., Комраков Г.П. и др.* // Письма в ЖЭТФ, 2008*б*. Т. 88, вып. 12. С. 908.
3. *Фролов В.Л., Рапопорт В.О., Шорохова Е.А. и др.* // Изв. вузов. Радиофизика, 2016. Т. 59, № 3. С. 198.
4. *Milikh G.M., Demekhov A., Vartanyan A. et al.* // Geophys. Res. Lett., 2012. Vol. 39, L10102, doi:10.1029/2012GL051718.
5. *Фролов В.Л.* Искусственная турбулентность среднеширотной ионосферы. Монография. Изд. ННГУ, 2017, 468 с.
6. *N. Olsen, E F-Christensen, R. Floberghagen, et al.* // Earth Planets Space, 2013, vol. 65, p. 1189.
7. *Ерухимов Л.М., Метелев С.А., Мясников Е.Н. и др.* // Изв. вузов. Радиофизика. 1987. Т. 30, № 2. С. 208.
8. *Фролов В.Л., Бахметьева Н.В., Беликович В.В. и др.* // УФН, 2007. Т. 177. № 3. С. 330.
9. *Фролов В.Л.* // Солнечно-земная физика, 2015. Том 1, № 2. С. 22-45. Doi:10.12737/10383.
10. *Фролов В.Л., Шорохова Е.А., Куницын В.Е. и др.* // Изв. вузов. Радиофизика, 2015*а*. Т. 58, № 10. С. 797.

А.С. Тимощук,
кандидат технических наук
А.П. Доронин,
доктор технических наук, профессор
П.В. Шабалин
ВКА имени А.Ф. Можайского, г. Санкт-Петербург

РЕЗУЛЬТАТЫ ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКИХ УРОВНЕЙ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА В САНКТ-ПЕТЕРБУРГЕ ПО ДАННЫМ ЗА 2017 ГОД

Представлены результаты исследования метеорологических условий, повлиявших на формирование высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха в Санкт-Петербурге в 2017 году. Сопоставлены данные метеорологических приземных наблюдений, температурно-ветрового зондирования атмосферы, спутниковых снимков и данные автоматизированной системы мониторинга атмосферного воздуха Санкт-Петербурга за синхронные сроки наблюдений. Определены основные источники и причины возникновения повышенных уровней загрязнения атмосферы, которые рекомендуется учитывать при осуществлении городских мероприятий по охране атмосферного воздуха.

Ключевые слова: неблагоприятные метеорологические условия, синоптические ситуации, загрязнение атмосферного воздуха, автоматизированная система мониторинга атмосферного воздуха.

ВВЕДЕНИЕ

По данным Всемирной организации здравоохранения свыше 92% жителей планеты проживают на территориях с уровнем загрязнения атмосферного воздуха превышающим официальные пределы безопасности [1]. Каждый год 6 миллионов людей в мире умирает непосредственно из-за загрязнения воздуха, из них порядка 140 тысяч граждан Российской Федерации. Как правило, такие уровни загрязнения воздуха возникают из-за слишком большой концентрации на сравнительно незначительной площади большого числа жителей, транспорта, различных производств и промышленных предприятий, что характерно для крупных городов с населением более 100 000 человек, где по сути проживает практически половина населения планеты.

К сожалению, экологическая проблема загрязнения атмосферного воздуха характерна и для Санкт-Петербурга. Такие негативные факторы, как загрязнённость воздуха выбросами от стационарных и передвижных источников, перенаселённость, шум – приводят к ухудшению качества жизни в городе и ухудшению состояния здоровья петербуржцев. Так, например, загрязнение атмосферного воздуха в Санкт-Петербурге приводит к общему снижению иммунитета, постоянному росту аллергических и астматических заболеваний, особенно у детей и пожилых людей. В 2016 году Санкт-Петербург признан одним из самых загрязнённых городов России – выбросы в воздух составляют около 530,2 тысяч т в год [2]. Основным источником загрязнения является автомобильный транспорт – на его долю приходится около 86% выбросов. Указанные факторы говорят о том, что исследование причин образования высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха, методов прогнозирования их возникновения, а также разработка методов и способов борьбы с данным негативным явлением являются весьма актуальными задачами. Исходя из этого ниже представлены результаты исследования метеорологических условий, повлиявших на формирование высоких уровней загрязнения атмосферного воздуха в Санкт-Петербурге по данным за 2017 год.

АНАЛИЗ МЕТЕОРОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ФОРМИРОВАНИЯ ВЫСОКИХ УРОВНЕЙ ЗАГРЯЗНЕНИЯ АТМОСФЕРНОГО ВОЗДУХА В САНКТ-ПЕТЕРБУРГЕ ПО ДАННЫМ ЗА 2017 ГОД

Загрязнение воздушной среды формируется под влиянием переноса загрязняющих веществ с сопредельных территорий, а также под влиянием выбросов подвижных и стационарных

источников. На территории Санкт-Петербурга промышленной деятельностью занимаются порядка 1291 предприятий (порядка 40 тысяч стационарных источников), плотность выбросов загрязняющих веществ на душу населения составляет в среднем 135,9 кг/год, а на единицу площади – 434,5 т/км². В городе зарегистрировано примерно 1 676 379 единиц автотранспорта. Около 86% всех выбросов приходится на автотранспорт с постоянной тенденцией роста за счёт увеличения количества автотранспортных средств [2]. Поэтому высокий уровень загрязнения атмосферного воздуха отмечается вблизи крупных автомагистралей (кольцевой автодороги) и промышленных зон. Наибольший уровень загрязнения, в частности, диоксидом азота (до 3 ПДКмр – предельно допустимая концентрация максимально разовая) наблюдается в Адмиралтейском, Калининском и Красносельском районах; оксида азота (до 2,3 ПДКмр) – в Центральном и Красногвардейском районах, оксидов углерода (до 3,9 ПДКмр) – в Центральном, Приморском, Кировском и Невском районах. Кратковременные, но значительные концентрации бензола наблюдаются во Фрунзенском (до 6,6 ПДКмр), Невском (до 5,5 ПДКмр), Красногвардейском (до 5,5 ПДКмр) районах. На отдельных оживлённых перекрёстках ПДК может достигать 8 единиц [2].

В Санкт-Петербурге под эгидой Комитета по природопользованию, охране окружающей среды и обеспечению экологической безопасности создана Автоматизированная система мониторинга (АСМ) атмосферного воздуха, которая предназначена для обеспечения потребностей органов государственной власти, органов местного самоуправления, организаций и населения города информацией о состоянии атмосферного воздуха [3].

АСМ состоит из 25 автоматических станций мониторинга загрязнения атмосферного воздуха, 2 стационарных постов наблюдений, 3 передвижных лабораторий мониторинга загрязнения атмосферного воздуха. Станции АСМ расположены в 18 административных районах Санкт-Петербурга, функционируют непрерывно в автоматическом режиме и обеспечивают регулярное получение оперативной информации об уровне загрязнения атмосферного воздуха города основными загрязняющими веществами (ЗВ). Автоматические измерения концентрации ЗВ проводятся с периодичностью 20 мин, и данные размещаются на экологическом портале Санкт-Петербурга.

Загрязнение приземного слоя воздуха в значительной степени зависит от синоптической обстановки (ситуации) и фактических метеорологических условий. В отдельные периоды года, когда неблагоприятные метеорологические условия (НМУ) способствуют накоплению опасных ЗВ в приземном слое атмосферы, концентрации вредных примесей в воздухе могут резко возрастать и значительно превышать ПДК. Такие условия, как правило, складываются при формировании обширных антициклонов и барических гребней, связанных с ними. Эти барические образования нарушают естественное движение воздушных масс (ВМ) в зональном (широтном) направлении и способствуют возникновению так называемого меридионального переноса воздуха в долготном направлении. В тех случаях, когда антициклоническая циркуляция воздуха устанавливается на длительный срок (более 5-7 суток), такие антициклоны принято считать блокирующими.

Для антициклонов (барических гребней) характерно формирование инверсий и изотермий (отклонения от адиабатичности), что обусловлено способностью различных участков земной поверхности поглощать или излучать тепло, и как следствие, возникновением аномального вертикального распределения температуры в приземном слое атмосферы, точнее, её нижней части – тропосферы. Таким образом, для инверсии характерно повышение температуры с высотой, а изотермия характеризуется её ровным ходом. Инверсия температуры (изотермия) может наблюдаться как у поверхности земли – приземная инверсия (нижняя граница совпадает с земной поверхностью), так и на высотах – приподнятая инверсия (нижняя граница расположена на некоторой высоте). Слои с изотермией и инверсией температуры являются задерживающими слоями для динамической турбулентности и конвекции, что в значительной степени способствует накоплению вредных примесей в приземном слое тропосферы.

В мегаполисах повторяемость и приземных, и приподнятых инверсий достаточно высокая. Так, по результатам синоптических и аэрологических наблюдений в Санкт-Петербурге

анализировались особенности вертикальных профилей температуры (стратификации) в нижнем слое атмосферы до 500 м в зависимости от различных синоптических ситуаций. Основные типы синоптических ситуаций были разделены на 15 групп в соответствии с термическим состоянием воздушных масс, и в зависимости от скорости приземного ветра. Определенно, что наиболее неблагоприятные ситуации складываются в условиях блокирующих антициклонов (барических гребней), при которых нижняя граница инверсии располагается над источником загрязнения. Если при такой метеорологической обстановке в атмосферу интенсивно поступают ЗВ, то может возникнуть зона опасных загрязнений, сохраняющаяся длительный период (от нескольких часов до нескольких суток).

В последнее время в условиях антициклонического типа погоды часто наблюдаются высокие уровни загрязнения атмосферы в северном и в юго-западном направлениях Санкт-Петербурга, которые происходят при умышленном или самопроизвольном возгорании мусора на Левашовской свалке (полигон «Новосёлки»), Волхонской свалке (полигон «Южный»), а также при сложных дорожно-транспортных условиях. Последний раз такая сложная экологическая ситуация в Санкт-Петербурге зафиксирована в начале ноября 2017 года, когда наблюдалось заметное ухудшение видимости, едкий удушающий запах гари, присутствие в воздухе частиц сажи. Данные визуальные наблюдения согласуются с результатами статистической обработки данных АСМ, проведенной авторами за 2017 год. На рис.1 представлены выборочные результаты проведенной статистической обработки данных АСМ Санкт-Петербурга за ноябрь 2017 года.

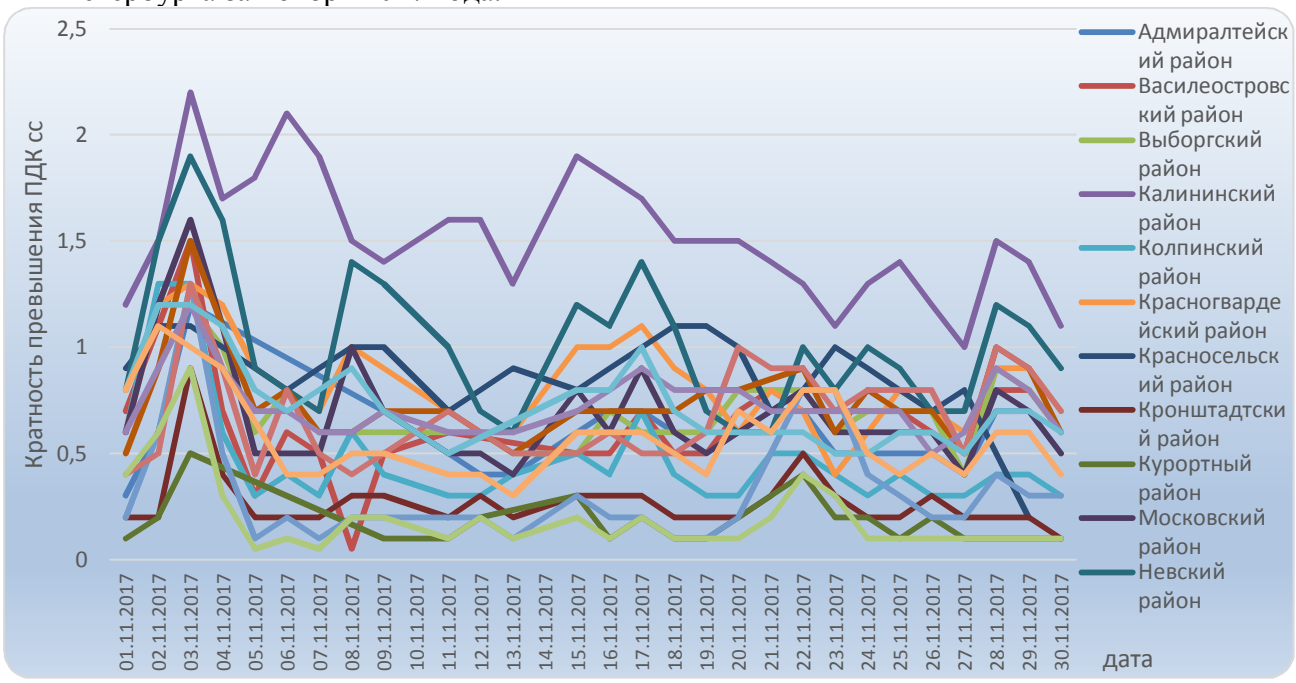


Рис. 1. Динамика изменения концентраций диоксида азота за ноябрь 2017 г по данным Автоматизированной системы мониторинга атмосферного воздуха (в ед. ПДК с.с.)

Особенно высокие превышения ПДК были зафиксированы станциями АСМ 3.11.2017 г. во всех районах города по диоксиду азота (рис.1), в связи с чем на примере этой даты разобрана синоптическая ситуация и приведены данные приземного, аэрологического и нефанализа, демонстрирующие характерные для данных уровней загрязнения воздуха НМУ. В этот период в Санкт-Петербурге синоптическая ситуация (рис.2) была обусловлена гребнем антициклона, центр которого располагался южнее Вены, а атмосферное давление в центре антициклона составляло 1020 гПа.

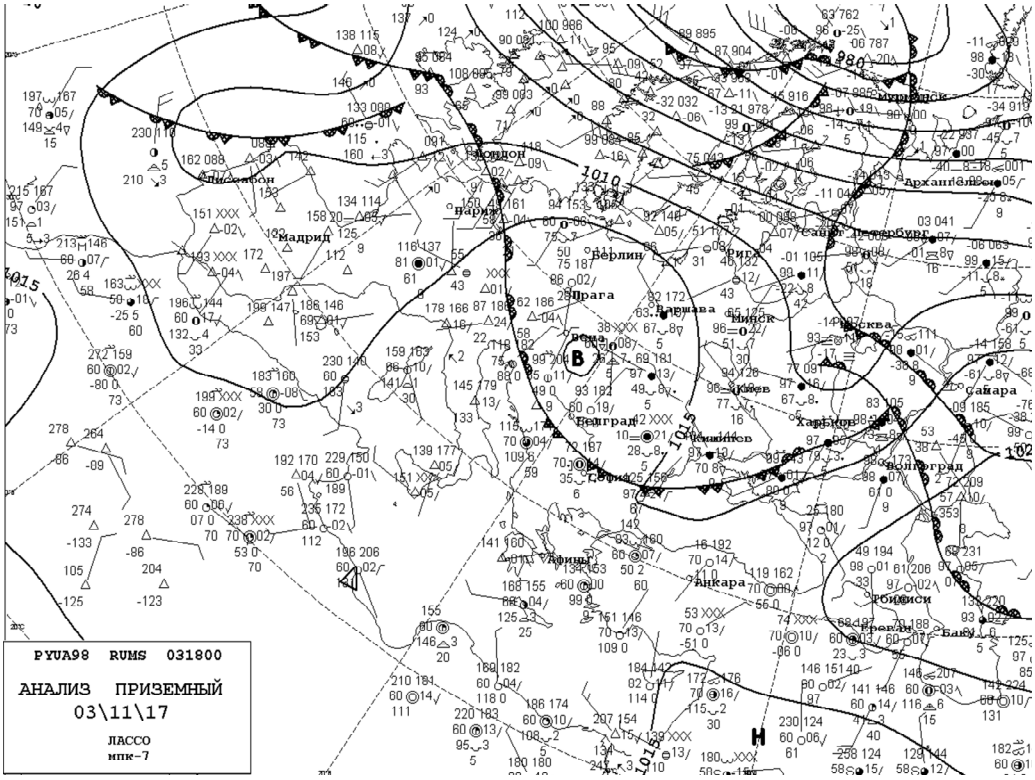


Рис. 2. Фрагмент карты приземного анализа за 03.11.2017 г.

По результатам утреннего температурно-ветрового зондирования на ст. Воейково в городе и пригородах наблюдалось 2 приподнятых инверсии температуры (рис.3). С самой нижней из них, расположенной на высоте около 200 м и имеющей контраст температур 5,5ºС, была связана низкая слоистообразная облачность. К тому же экологическая обстановка усугублялась слабым ветром юго-восточного направления.

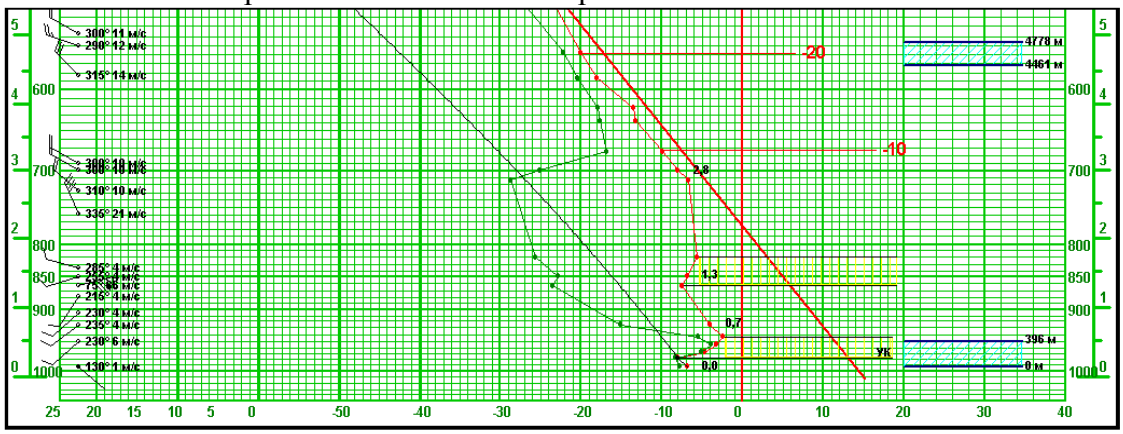


Рис. 3. Фрагмент аэрологической диаграммы за 03.00 03.11.2017 г.

Для совместного анализа метеорологической и экологической обстановки, помимо анализа синоптической и аэрологической информации целесообразно также привлекать и оперативную космическую информацию в виде полутоновых изображений (снимков) подстилающей поверхности и облачного покрова, получаемых как со специализированных метеорологических искусственных спутников Земли, так и со спутников дистанционного зондирования Земли. В качестве примера на рис.4 представлен снимок Северо-Западного региона Европейской части страны (ЕЧС) за 03.11.2017 г., полученный со спутника NOAA-16. Преобладающий матовый тон (яркость) снимка свидетельствует о наличии обширных зон слоистообразной подинверсионной облачности, а стало быть – присутствуют благоприятные условия для интенсивного накопления ЗВ в приземном слое воздуха.

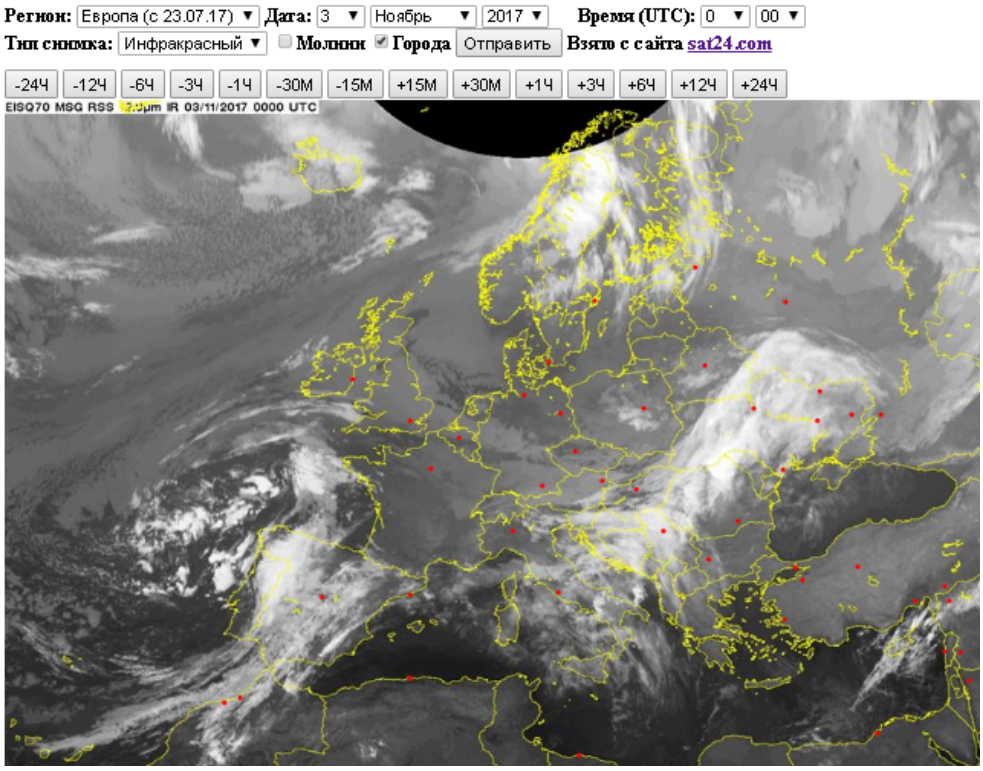


Рис. 5. Метеорологический спутниковый снимок Северо-Западного региона ЕЧС за 03.11.2017 г., полученный со спутника NOAA-16

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате статистической обработки материалов АСМ и анализа приземных наблюдений, аэрологических данных и спутниковой информации выявлено, что пики высоких значений загрязнения атмосферного воздуха чаще наблюдаются в зимний период в северо-восточных районах Санкт-Петербурга (Калининский район) при преобладании ветра юго-западного направления. Наиболее тяжелые ситуации, связанные с загрязнением атмосферного воздуха, складываются при затрудненной дорожно-транспортной обстановке (в дорожных пробках в часы пик) в периоды НМУ (в первую очередь, при наблюдении в атмосфере задерживающих слоев – инверсий, изотермий).

Для минимизации последствий, связанных с высокими уровнями загрязнения атмосферного воздуха в Санкт-Петербурге и пригородах, представляется целесообразным использовать соответствующую информацию [3-7] для среднесрочного прогнозирования возникновения неблагоприятных метеорологических условий, с целью их учета при планировании городских мероприятий по охране атмосферного воздуха.

Список используемых источников

1. ВОЗ публикует оценочные данные (с разбивкой по странам) по воздействию загрязнения воздуха на здоровье человека. – URL: http://www.who.int/mediacentre/news/releases/2016/air-pollution-estimates/ru/ (дата обращения: 12.03.2018).
2. Доклад об экологической ситуации в Санкт-Петербурге в 2016 году/ Под редакцией И.А. Григорьева, И.А. Серебрицкого. – СПб.: ООО «Сезам-принт», 2017. – 158 с.
3. URL: http://www.infoeco.ru/ (дата обращения: 12.03.2018).
4. URL: http://meteoinfo.ru/ (дата обращения: 12.03.2018).
5. URL: http://www.gismeteo.ru/ (дата обращения: 12.03.2018).
6. URL: http://meteocenter.net/ (дата обращения: 12.03.2018).
7. URL: http://www.sat24.com/ (дата обращения: 12.03.2018).

Т.В. Томшина
ФГУП ЦНИИмаш, г. Королев

МОНИТОРИНГ РИСКА ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ В РАЙОНЕ РАСПОЛОЖЕНИЯ ОПАСНЫХ ПРОМЫШЛЕННЫХ ОБЪЕКТОВ НА ОСНОВЕ ДАННЫХ НАБЛЮДЕНИЙ ИЗ КОСМОСА

Рассматривается задача мониторинга предвестников геодинамической неустойчивости грунтов на территориях опасных промышленных объектов для своевременного предотвращения риска аварийных ситуаций. Обосновывается целесообразность использования космических систем наблюдения для обнаружения предвестников нарушения геодинамической устойчивости в промышленных зонах.

Ключевые слова: грунт; геодинамическая неустойчивость; данные дистанционного зондирования Земли

ВВЕДЕНИЕ

В условиях износа и не достаточно быстрого обновления существующих производственных фондов увеличивается риск возникновения аварий на опасных промышленных объектах.

Одной из причин возникновения такого риска может стать снижение геодинамической устойчивости грунтов. При техногенных физических воздействиях на грунт, в особенности динамических, нарушается естественная структура почв, что обусловливает значительное ухудшение механических свойств грунта, увеличение осадок, уменьшение прочности и т. д.

К потенциально структурно неустойчивым грунтам относят: лессовые, набухающие, засоленные, элювиальные, илы, чувствительные к перемятию связные грунты, рыхлые пески, слабые водонасыщенные глинистые грунты, а также оттаивающие мерзлые и вечномерзлые грунты.

ПРЕДВЕСТНИКИ РИСКА НАРУШЕНИЯ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ УСТОЙЧИВОСТИ ГРУНТОВ

Под динамическим воздействием следует понимать нагрузку, изменяющуюся во времени быстрее, чем рассеиваются вызванные ею в грунте напряжения [1]. Все динамические нагрузки представляют собой колебания - как периодические, так и апериодические - чередование во времени возрастания и убывания механических напряжений в соответствие с какими-то внешними естественными и техногенными воздействиями.

Под риском нарушения геодинамической устойчивости грунтов следует понимать опасность непрогнозируемых смещений грунта под воздействием геодинамических нагрузок, способных привести к аварии на опасном промышленном объекте. В этом случае будем говорить о потере устойчивости грунтов.

Причинами потери устойчивости грунтов могут быть как естественные воздействия (сейсмические, ветровые, погодно-климатические, естественная сукцессионная трансформация ландшафта и др.), так и техногенные (промышленные взрывы, динамические нагрузки и вибрации от транспортных потоков, техногенная трансформация ландшафта вследствие выемки грунта, капитального строительства и т.д.).

Особенность просадочных грунтов заключается в том, что при повышении влажности выше определенного уровня происходит потеря прочности, в результате чего происходит деформация грунта (просадка) от внешних воздействий. Повышение влажности происходит за счет замачивания грунтов из внешних источников (осадки и повышения уровня подземных вод), а также накопления влаги в грунте вследствие инфильтрации поверхностных вод и экранирования поверхности или же по причинам, связанным с производственной деятельностью (аварии в водопроводах, нарушение гидроизоляции бассейнов биохимической очистки промышленных стоков и т.п.).

При повышении или уменьшении влажности в набухающих грунтах происходят процессы увеличения объема или обратный процесс-усадка.

Формально под риском понимают математическое ожидание тяжести последствий какого-либо опасного события:

$$R = P(D) * Q(D),$$

где $P(D)$ – вероятность возникновения опасного события D,

Q (D) – тяжесть последствий опасного события D.

В случае оценки геодинамического риска $P(D)$ – представляет собой вероятность потери устойчивости грунта, а $Q(D)$ – ущерб от аварии на опасном производственном объекте, причина которой заключается в потере устойчивости грунта.

Вероятность потери устойчивости грунта предлагается оценивать субъективно или по аналогии с прецедентами, на основе первой и второй производных трендов вертикальных и горизонтальных смещений грунтов: r(t), r'(t), r''(t), где t - время. Тренды смещений могут быть оценены на основе локального мониторинга компонентов геологической среды контактными средствами или же при помощи космических средств дистанционного зондирования Земли.

Ущерб от аварии на опасном производственном объекте, причина которой заключается в потере устойчивости грунта, может быть оценен на основе нормативных документов Госгортехнадзора (Ростехнадзора) России, например РД 03-496-02 [2].

Локальный мониторинг компонентов геологической среды, в соответствие со строительными правилами СП 13330.2016 [3] позволяет изучать:

– динамику развития опасных геологических процессов (карст, оползни, обвалы, солифлюкция, сели, каменные глетчеры, геодинамические и криогенные процессы, переработка берегов рек, озер, морей и водохранилищ, выветривание пород и др.);

– развитие подтопления, деформации подработанных территорий, осадок и просадок территории, в том числе вследствие сейсмической активности;

– изменения состояния и свойств грунтов, уровенного, температурного и гидрохимического режима подземных вод, глубин сезонного промерзания и протаивания грунтов;

– осадки, набухания и других изменений состояния грунтов основания фундаментов зданий и сооружений, состояния сооружений инженерной защиты и др.

Из перечисленных процессов и параметров можно выделить предвестники нарушения геодинамической устойчивости, на основе которых можно судить о трендах смещений грунтов, основными их которых являются температурный и влажностный контрасты места расположения опасного промышленного объекта по сравнению с окружающим фоном.

При локальном мониторинге обеспечивается получение количественных характеристик изменения грунтов во времени и в пространстве, которые должны быть достаточными для оценки и прогноза возможных изменений инженерно-геологических условий исследуемой территории, выбора проектных решений и обоснования защитных мероприятий и сооружений.

Локальный мониторинг следует осуществлять с помощью геодезических и геофизических методов, зондирования, лабораторных испытаний и контрольно-измерительной аппаратуры, установленной в основании зданий и сооружений, а также на участках развития геологических и инженерно-геологических процессов.

К структурно-динамическим изменениям грунтов, определяемым на основе нормативного документа СП 13330-2016, относятся оползни, овражная и плоскостная эрозии, карст, просадки, суффозия и прочие процессы в антропогенно-измененной геологической среде.

МОНИТОРИНГ ПРИЗНАКОВ ГЕОДИНАМИЧЕСКОЙ НЕУСТОЙЧИВОСТИ НА ОСНОВЕ КОСМИЧЕСКИХ ДАННЫХ ДЗЗ

С помощью космических средств наблюдения могут быть своевременно выявлены такие предвестники трансформации рельефа, приводящие к нарушению геодинамической устойчивости в заданном районе земной поверхности, как изменение геологического строения, состояния растительности, физических свойств почвогрунтов и др.

Важнейшими преимуществами космических систем мониторинга перед контактными средствами являются:

- большая обзорность;
- возможность работы в любых труднодоступных районах, получение информации практически в любом масштабе, с различным пространственным и временным разрешением;
- широкий спектр регистрируемых параметров;
- высокая достоверность и оперативность получения данных;
- возможность многократно наблюдать исследуемые районы и работать при частичном или полном отсутствии топографической основы;
- относительно низкая стоимость информации.

В таблице 1 представлены результаты анализа возможности использования различных типов бортовой космической аппаратуры ДЗЗ для выявления предвестников геодинамической неустойчивости.

Таблица 1

Анализ возможности использования различных типов бортовой космической аппаратуры ДЗЗ для выявления предвестников геодинамической неустойчивости

Тип аппаратуры ДЗЗ, диапазон электромагнитного спектра	Принцип выявления потенциальной геодинамической неустойчивости	Возможности по выявлению предвестников геодинамической неустойчивости
Оптико-электронная аппаратура	Построение цифровой модели рельефа, построение тепловых карт методом дистанционного геотермического картографирование, определение вегетационных индексов	Измерение трендов температуры, влажности, горизонтальных смещений грунтов
Радиолокационная аппаратура	Построение цифровой модели рельефа методом интерферометрии	Измерение величины и скорости вертикальных и горизонтальных смещений грунтов

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

Регулярный мониторинг предвестников и признаков снижения и потери геодинамической устойчивости грунтов в районах расположения опасных промышленных объектов позволит существенно снизить риск аварии. В этих целях возможно использование космических средств дистанционного зондирования Земли, работающие в видимом, тепловом (ИК-) и радио- диапазонах электромагнитного спектра. Преимущества космических средств ДЗЗ перед средствами контактного мониторинга компонентов геологической среды будет особенно выражено в случае наблюдения районов расположения крупномасштабных промышленных объектов (продуктопроводы, атомные электростанции, хранилища радиоактивных отходов и т.д.).

Список используемых источников

1. Вознесенский, Е.А. Поведение грунтов при динамических нагрузках. — М.: Издательство Московского университета, 1997. - 147 с.
2. РД 03-496-02 Методические рекомендации по оценке ущерба от аварий на опасных производственных объектах (утв. постановлением Госгортехнадзора России от 29.10.02 № 63)
3. СП 20.13330.2016 Нагрузки и воздействия.