

GEOLOGICAL INTERNATIONAL STUDENT SUMMIT



СБОРНИК МАТЕРИАЛОВ КОНФЕРЕНЦИИ

4-8 апреля 2024 г.
Санкт-Петербург



ГЕОЛОГИЧЕСКИЙ МЕЖДУНАРОДНЫЙ СТУДЕНЧЕСКИЙ САММИТ

GEOLOGICAL INTERNATIONAL STUDENT SUMMIT

Сборник материалов
Геологического Международного
Студенческого Саммита — 2024

Санкт-Петербург
Свое издательство
2024

УДК 55(063)
ББК 26.3я43
Г36

Рецензенты:

Плоткина Юлия Владимировна — кандидат геолого-минералогических наук, старший научный сотрудник лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН

Максимов Олег Александрович — кандидат геолого-минералогических наук, научный сотрудник лаборатории геологии и геодинамики докембрия Института геологии Карельского научного центра РАН

Geological international student summit 2024. Геологический международный студенческий саммит 2024. Материалы конференции (4-8 апреля 2024 года, Санкт-Петербург). — Санкт-Петербург: Свое издательство, 2024. — 252 с.

ISBN 978-5-4386-2257-4

В сборнике представлены тезисы докладов участников Геологического Международного Студенческого Саммита 2024 (Geological International Student Summit 2024). Доклады студентов и молодых ученых были представлены 5-6 апреля 2024 года в Санкт-Петербурге.

Темы докладов освещают актуальные вопросы общей и региональной геологии, тектоники и геодинамики, рудообразования, минералогии, геохимии, петрологии магматических и метаморфических процессов, геофизики, геологии нефти и газа, инженерной геологии и геоэкологии. Материалы сборника демонстрируют достижения студентов и молодых ученых в сфере наук о Земле.

Конференция проводилась Студенческим научным обществом Института наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета при финансовой поддержке Института наук о Земле СПбГУ, профсоюзной организации СПбГУ, ООО «ЛИМС» и ГК «Открытая геология».

Текст тезисов и изображения представлены в авторской редакции.

ISBN 978-5-4386-2257-4



9 785438 622574 >

Организационный комитет

- Суханова Мария – председатель;
- Пупыкина Полина – секретарь;
- Бессмертный Кирилл – техническое обеспечение конференции;
- Бортников Владимир – техническое обеспечение конференции;
- Синиченко Олеся – работа с экспертами;
- Хоснуллина Тансылу – работа с партнёрами и спонсорами;
- Михайлова Влада – информационный комитет;
- Чумакова Надежда – координация мероприятий;
- Банадысева Мария – техническое обеспечение конференции.

Программный комитет

Председатель Программного комитета:

- Брусницын Алексей Ильич – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры минералогии СПбГУ

Члены Программного комитета:

- Алексеев Иван Александрович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ
- Балтыбаев Шаукет Каимович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры петрографии СПбГУ
- Березин Алексей Васильевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ
- Бугрова Ирина Юрьевна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры осадочной геологии СПбГУ
- Бурлуцкий Станислав Борисович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры гидрогеологии и инженерной геологии СПбГУ
- Вивенцова Екатерина Алексеевна – старший преподаватель кафедры гидрогеологии и инженерной геологии СПбГУ
- Гуржий Владислав Владимирович – доктор геолого-минералогических наук, доцент кафедры кристаллографии СПбГУ

- Зеленковский Павел Сергеевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геоэкологии СПбГУ
- Кашкевич Марина Петровна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ;
- Курапов Михаил Юрьевич – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры региональной геологии СПбГУ;
- Лушпеев Владимир Александрович – кандидат технических наук, доцент кафедры геологии месторождений полезных ископаемых СПбГУ;
- Назарчук Евгений Васильевич – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры кристаллографии СПбГУ;
- Половков Вячеслав Владимирович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геофизики СПбГУ;
- Снигиревский Сергей Михайлович – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры осадочной геологии СПбГУ;
- Титов Константин Владиславович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геофизики СПбГУ;
- Худолей Андрей Константинович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры региональной геологии СПбГУ;
- Чарыкова Марина Валентиновна – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры геохимии СПбГУ;
- Шишлов Сергей Борисович – доктор геолого-минералогических наук, профессор кафедры осадочной геологии СПбГУ;
- Якубович Ольга Валентиновна – кандидат геолого-минералогических наук, доцент кафедры геохимии СПбГУ.

Содержание

Аксёнов П.Ю., Гайнанов В.Г. Изучение верхней части разреза в районе пролива Бьёр-кезунд в Финском заливе по данным высокоразрешающего сейсмоакустического профилирования	11
Артемов О.А., Соколов С.Ю. Тектонические нарушения осадочного чехла по данным высокочастотного профилографа в районе разлома Чарли Гиббс (Северная Атлантика)	14
Бакай Е.К., Шарданова Т.А., Карпова Е.В. Влияние седиментационных и постседиментационных факторов на формирование ФЕС пород нижнемеловых терригенных комплексов Гыданского полуострова	18
Балахнин А.И., Сараев А.К. Инверсия данных радиоманнитотеллурических зондирований с различными контролируемыми источниками на геофизическом полигоне Александровка (Калужская область)	22
Беляева О.М., Садоков Д.О., Гамбарян Л.Р., Шалунова Е.П. Микропластиковое загрязнение высокогорных пресноводных озер Армении	26
Бессмертный К.Н., Силаева О.М., Устинова В.В., Степанова А.В. Минеральный состав глинистых сланцев нижнего ятулия в Сегозерской структуре карельского кратона	29
Богданов Т.В., Зеленковский П.С. Эколого-геохимические закономерности распределения тяжелых металлов в разрезе донных отложений озера Озервяки национального парка «Себежский»	34
Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К. Флюидный режим формирования ставролитсодержащих пород Северного Приладожья	38
Бражникова А.С., Золотарев А.А., Бочаров В.Н., Шиловских В.В., Рассомахин М.А., Кривовичев С.В. Кристаллохимия Са-хлорсиликатных фаз из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна	42
Булгакова Д.Д., Летникова Е.Ф. Состав обломков конгломератов отукдашской свиты силура Систигхемского прогиба Тувы	45
Васильев А.Е., Гражданкин Д.В. Палеоэкология и тафономия биофаций валдайской серии верхнего венда в разрезах Зимних гор Юго-Восточного Беломорья	48
Васильев С.С., Конышев А.А. Внутреннее строение и геохимия циркона из магнеритоподобных пород, Салминский батолит (Карелия)	52

Вахнин В.Д., Савко К.А. Архейские метабазиты Михайловской гранит-зеленокаменной области Курского блока: геология и геохимическая типизация	56
Вилькин Г.С., Константинова Н.П., Черкашён Г.А., Бурлакова А.А., Смоленский В.В., Кривовичев С.В. Геохимия и минералогия железомарганцевых образований рудных полей Ашадзе-2 и Петербургское, САХ	60
Гали-Гали Д.Р., Опекунова М.Г. Использование метода биотестирования для оценки токсичности почвы на территории нефтегазоконденсатных месторождений севера Западной Сибири	64
Гататдинова Ю.Р. Седиментационная цикличность в сеноманских отложениях Северо-Восточного Кавказа: региональные и глобальные факторы	66
Головинов В.А., Слободенко Е.Е. Естественная восполняемость углеводородов (на примере Нефтегорского месторождения)	70
Горюнова В.О., Прокопьев И.Р., Проскурнин В.Ф. Петрологические особенности альнёттов Таймыра (мооровский комплекс)	75
Грибов Д.А., Шишлов С.Б. Условия формирования карбонатно-терригенных отложений визейского яруса нижнего карбона Тукаевской площади (Южно-Татарский свод)	78
Боковой Д.И., Григорьев Г.Д. Минеральный состав чокракских отложений реки Фортанга	81
Губренко И.М., Котова И.К. Овоидоподобные включения во внутрикупольных габбро-амфиболитах участка Харитоновский (Импилхтинский гранитогнейсовый купол, Балтийский щит)	85
Донченко Д.Р., Акимова Е.Ю., Савельев А.Д. Петро- и геохимические особенности карбонатно-силикатных пород хапчанской серии (юго-западная часть Анабарского щита)	89
Ефремов М.А., Савельев А.Д., Алфимова Н.А. Петрографические особенности пород Западно-Бирингиндинского карбонатитового массива, Анабарский щит	92
Зозуля Б.А. Влияние способов бурения на качество данных ГИС	95
Зотова Н.В., Шишлов С.Б. Условия формирования верхнеюрских пластов Ю ₁ ³⁻⁴ и Ю ₁ ² васюганской свиты Казанского месторождения (Западная Сибирь)	97
Иржевский К.А., Клепиков И.В., Колядин А.В., Исаков Р.В., Лебеденко А.В. Особенности морфологии микрокристаллов НРНТ алмаза, полученных методом спонтанной кристаллизации	101

Козлов П.П., Тюпина Е.А., Прядко А.В., Тодавич А.В., Клименко О.М. Влияние взаимодействия подземных вод Нижнеканского массива с бетоном на сорбцию йодид-ионов модифицированным бентонитом	105
Кошевой Н.Г., Овсяченко А.Н., Бутанаев Ю.В. Результаты сейсмотектонических исследований очаговой зоны Хубсугульского землетрясения 2021 г (Северная Монголия) с использованием полевых и дистанционных методов	109
Кравченко Е.М., Алферова А.А., Можегова С.В. Продукты пиролиза керогена баженоской свиты (на примере образцов пород из скважин северо-западной части Томской области)	112
Кузнецова А.М., Мамяшев В.Г. Применение региональных зависимостей изменения свойств песчано-глинистого разреза для повышения эффективности решения задач геологоразведочных работ	116
Лисовский Г.А., Корешкова М.Ю. Определение РТ-условий образования пород ксенолитов из кимберлитовых трубок Алакит-Мархинского и Далдынского алмазоносных полей, Якутия	119
Лыков Н.А., Дронов А.В., Ростовцева Ю.В. Фосфатонакопление на рубеже среднего и позднего ордовика на примере отложений разреза р. Мойеро (Тунгусская синеклиза, Восточная Сибирь)	123
Маслобоева А.Е., Ершова В.Б., Гаврюшкин Д.А. Спелеотема пещеры Воронцовская (Краснодарский край): петрографическая и геохимическая характеристики	127
Махиня Е.И., Кузнецов Н.Б., Колодяжный С.Ю., Устинова М.А., Шалаева Е.А., Данцова К.И., Романюк Т.В. Строение района пос. Монастырь (Сочи-Краснополянский сектор южного склона Большого Кавказа)	131
Морозова П.Е., Шишлов С.Б. Эволюция обстановок осадконакопления живецкого и франского ярусов Тукаевской площади	136
Нефедова А.Я., Котова И.К., Павлова М.А., Смирнов Д.И., Гуськов Д.А., Петров С.В. Шлихогеохимические ассоциации золота бассейна ручья Кукулькинджа (Охотский район Хабаровского края)	140
Овсянникова Е.С., Пискарев А.Л., Савин В.А. О подчиненной роли базальтов в строении фундамента хребта Гаккеля	144
Орлов Е.А., Мирный А.Ю., Ермолинский А.Б. Упругое поведение монофракционных песчаных грунтов разного состава при невозможности бокового расширения	149

Паршукова К.Г., Пинчук Т.Н. Предпосылки дальнейшего освоения старейшего Кудакского Киевского месторождения	152
Паршукова К.Г., Панина О.В. Анализ особенностей размещения месторождений нефти и газа Западно-Сибирской провинции	156
Пиржанова Е.С., Королёв А.Э., Королёв Э.А. Влияние погребенных речных долин уржумского века на активизацию оползневых процессов при проходке автодорожных трасс	159
Позгалева Ю.С., Сийдра О.И., Гришаев В.Ю., Чаркин Д.О. Кристаллохимия новых сульфатов и селенатов цинка, меди, марганца и магния с бета-аланином	163
Попова Е.А., Перова Е.Н. Минералогия марганцевых руд месторождения полуночное (Северный Урал)	165
Рахимов Э.А., Кудинов А.А., Половков В.В. Возможности метода многоканального анализа поверхностных волн (MASW) в целях изучения верхней части разреза на примере Печорского моря	169
Резникова М.С. Прогноз нефтяной оторочки по ряду геохимических параметров (на примере нижнетриасового нефтегазоносного комплекса Среднетюнгского месторождения)	172
Рябова С.А. Вариации полного электронного содержания в период землетрясения в провинции Эль-Хауз 2023 года	176
Сабирзянов М.Р., Рякина Я.А., Гараева А.Н. Экспериментальные исследования суффозионного изменения гранулометрического состава несвязных дисперсных карбонатных пород над полостью-приемником	179
Селиванова А.О., Васильева К.Ю., Генераленко О.С. Фациальное строение продуктивных пластов суходудинской свиты Мессояхского вала	182
Скоморохова А.Д., Эдер В.Г., Замирайлова А.Г., Рыжкова С.В. Аутигенный каолинит баженновской свиты Западно-Квензерской площади Западной Сибири	186
Слободенко Е.Е., Головинов В.А., Панина О.В. Анализ закономерности распространения нефтегазовых комплексов Азово-Черноморского бассейна	190
Сусликова О.И., Сычев С.Н. Оценка структурных характеристик тектонических зон северной части листа Q-58 на основе азимутальных проекций	194
Терещенко А.Е., Найденов Л.Ф. Анализ литолого-физических свойств мезозойских отложений Соболох-Маянской площади (Предверхоанский краевой прогиб)	198

Третьяков С.Д., Артамонова Н.Б. Идентификация параметров и верификация математической модели деформирования водонасыщенного песчаного грунта	202
Тукаева К.И., Машкин Д.А., Алексеев И.А. Рудоконтролирующие факторы и генезис золото-кварцевого малосульфидного типа оруденения на участке Теска Грамдаканского рудного поля	206
Фадеева К.В., Зайцев В.А. Прогноз трещиноватости хадумской свиты (Предкавказье)	210
Файзуллин Г.И., Данцова К.И. Трехмерное бассейновое моделирование углеводородных систем Вилъюйской гемисинеклизы	213
Фатеева А.А., Ерофеева К.Г., Степанова А.В. Морфология и внутреннее строение циркона в терригенных породах ятулия Сегозерской структуры	217
Фурсов Н.Ю., Павельева Ю.Н. Автоматизация прослеживания пропущенных продуктивных интервалов по данным ГИС на примере пласта БВ-8-4 Вынгапуровского нефтегазоконденсатного месторождения	220
Халиуллина Д.А., Лапытов А.И. Особенности строения и изменение физико-механических свойств элювиальных отложений в терригенных грунтовых массивах Восточного Закамья Республики Татарстан	224
Чжан Я., Кропачева М.Ю. Применение SET (Sequential Elution Technique) к мхам и лишайникам как биоиндикаторам геохимического фона	227
Шараев Д.В. Анализ факторов инженерно-геологических условий Волгоградской области	231
Шевченко Б.А., Чернышова И.А., Родина О.А., Власов Д.Ю., Франк-Каменецкая О.В. Минералообразование при участии цианобактерий (по данным модельных экспериментов)	233
Шерстенникова С.Р., Прохорова У.В., Немчинова А.В. Сравнение различных моделей теплообмена поверхности с атмосферой с данными натурных измерений на примере района центральной Якутии	237
Шишкин М.И., Буторин А.В. Применение методов машинного обучения для восстановления относительных упругих параметров геологической среды	241
Hamada N., Zorina S.O. Morphology of the paleogene sand intrusions of the Sosnov formation in the Ulyanovsk-Syzran Volga region	245
Nosheen M., Zorina S.O., Hamada N. Sedimentary environments and depositional phases of the Kurrachine dolomite formation in the Palmyride Basin, Syria	247
Syed Z.A., Vichare A.S., Abbas S. Degradation of permafrost is a great challenge for the future of our planet	250

ИЗУЧЕНИЕ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА В РАЙОНЕ ПРОЛИВА БЬЁРКЕЗУНД В ФИНСКОМ ЗАЛИВЕ ПО ДАННЫМ ВЫСОКОРАЗРЕШАЮЩЕГО СЕЙСМОАКУСТИЧЕСКОГО ПРОФИЛИРОВАНИЯ

Аксёнов П.Ю.^{1,2*}, Гайнанов В.Г.¹

¹Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия, *me.aksen@yandex.ru

²ООО «МСЛ», Москва, ул. Миклухо-Маклая, 36А, Москва, 117279, Россия

Восточная часть финского залива является одним из ключевых участков для понимания поздне- и послеледникового развития Балтийской впадины. Уникальные свойства впадины, в том числе исключительная мелководность, относительно ровный рельеф дна, незначительные современные скорости вертикальных движений земной коры позволили хорошо сохранить формы поздне-послеледникового рельефа (Буданов и др., 2019).

Для российской части финского залива было проведено не так много исследований по изучению разреза восточной части Финского залива и картированию затопленных комплексов ледникового и водно-ледникового происхождения. Впервые это произошло при анализе результатов совместных рейсов Института океанологии им. П.П. Ширшова РАН и ВСЕГЕИ в 2017-2019 гг. в Финском заливе (Рябчук и др., 2021).

Пролив Бьёркезунд находится в Финском заливе Балтийского моря (рис. 1), расположен между материком, полуостровом Киперорт и Березовыми островами. Для этой области имеются лишь данные о гидрологических, гидродинамических и гидробиологических съёмках. В этом смысле данные геофизических исследований, полученных компанией ООО «МСЛ» летом 2023 года, являются уникальными для изучения самой верхней части разреза.

Полученные результаты могут быть актуальны для изучения инженерно-геологических условий и опасных геологических процессов. Комплекс с данными инженерно-геологической съёмки и априорной геологической/геофизической информацией (Амантов и др., 2010) имеет прикладное значение для последующего строительства и мониторинга введённых в эксплуатацию объектов критической инфраструктуры Российской Федерации.

Целью настоящей работы является изучение верхней части разреза в прибрежной части пролива Бьёркезунд. Для этого было проведено непрерывное сейсмоакустическое профилирование с использованием аппаратного комплекса «Geodevice». Обработка производилась в ПО RadExPro, интерпретация – в ПО Kingdom.

Анализ результатов сейсмоакустических исследований совместно с априорной геолого-геофизической информацией (Буданов и др., 2019) позволил выделить в разрезе три основных сейсмокомплекса, которые были интерпретированы как ледниково-озёрные отложения

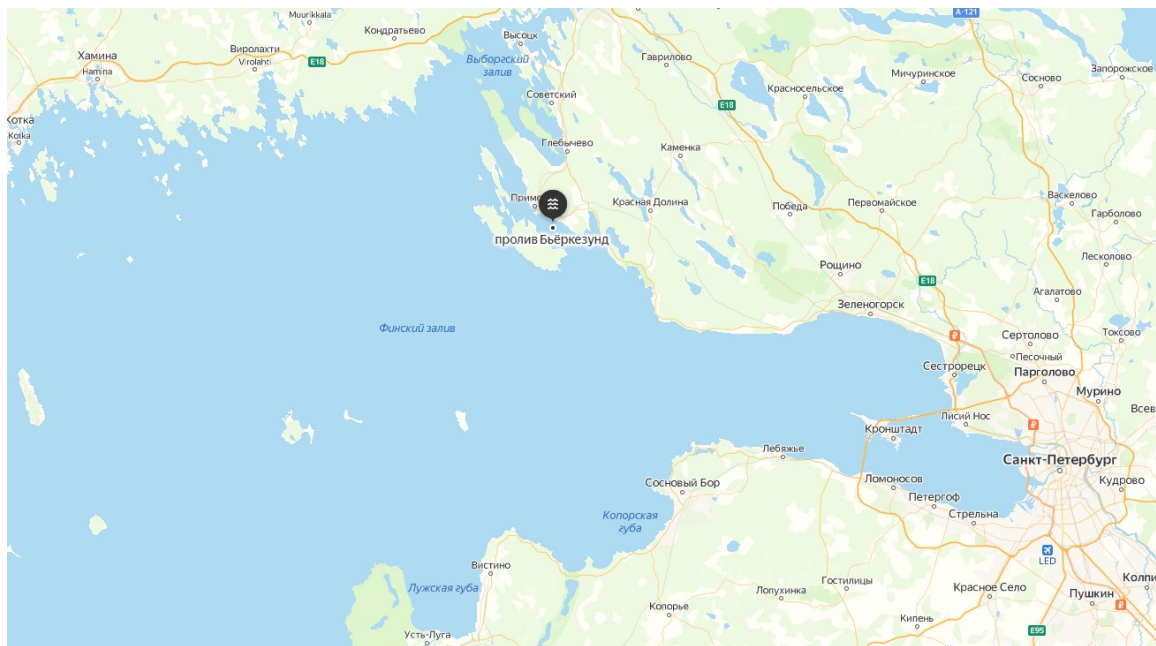


Рисунок 1. Район работ.

(СК1), современные морские отложения (СК2), голоценовые озёрные и морские отложения (СК3). Сильное затухание сигнала при прохождении через толщу ледниково-озёрных отложений не позволило полноценно проследить акустический горизонт, приуроченный к переходу от ледниково-озёрных отложений к мореным. Граница наблюдается лишь на отдельных участках, где мощность ледниково-озёрных отложений не превышает 10 метров.

Особенностью разреза являются газонасыщенные осадки СК3, которые экранируют нижежащую толщу. Индикаторами являются «яркое пятно» в области дна и акустически прозрачный тип волновой картины под ярким пятном (Колубакин и др., 2021). На рисунке 2 представлен пример разреза со всеми описанными выше акустическими границами и областью газонасыщенных осадков. Ещё одной особенностью является латеральная изменчивость отложений внутри СК2 (рис. 3). При движении с запада на восток тип волновой картины меняется с неясно слоистого на слоистый. Такой характер изменений, по всей видимости, связан со сменой условий осадконакопления (Рябчук и др., 2021).

По итогам инженерно-геофизических исследований была проведена интерпретация сейсмоакустических данных. Было произведено расчленение разреза на сеймокомплексы, определён тип отложений на основе анализа априорной геолого-геофизической информации, выделены области газонасыщенных осадков. Полученные результаты имеют прикладное значение для определения инженерно-геологических условий строительства морских объектов. Требуется дальнейшее изучение процесса с использованием материалов инженерно-геологических съёмок.

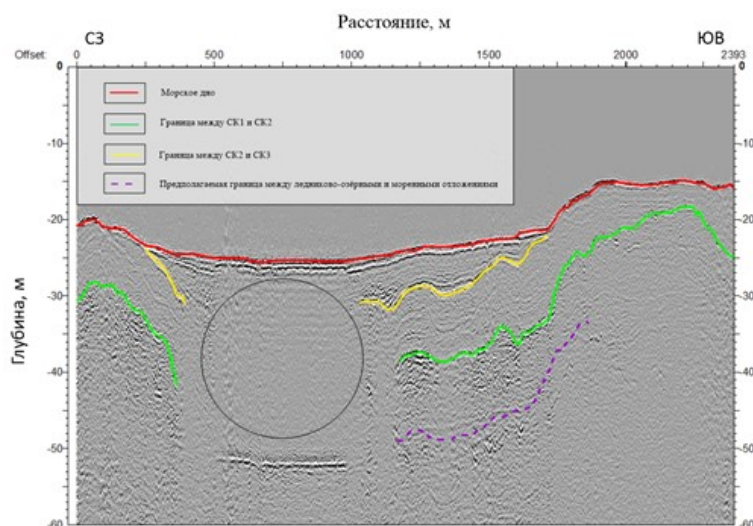


Рисунок 2. Пример разреза с тремя основными СК. Чёрным кругом выделена область разреза с акустически прозрачным типом волновой картины из-за вышележащей толщи газонасыщенных осадков.

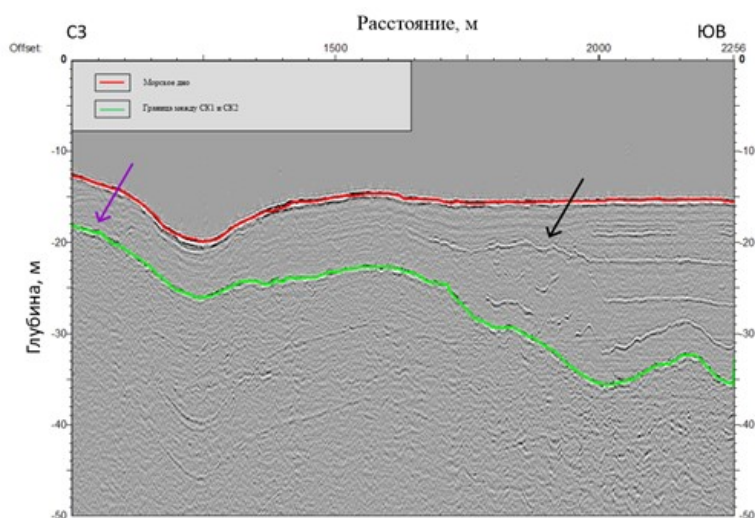


Рисунок 3. Пример разреза с латеральной изменчивостью внутри СК2. Фиолетовой стрелкой указана область СК2 с неясно слоистым типом волновой картины, чёрной - со слоистым типом волновой картины.

Список литературы

- Амантов А.В., Амантова М.Г., Бодряков Т.В., Болдырев В.Л., Григорьев А.Г., Дорохов Д.В., Жамойда В.А., Загородных В.А., Кропачев Ю.П., Кунаева Т.А., Ликсущенков С.М., Мануйлов С.Ф., Морозов А.Ф., Морозов Б.Н., Москаленко П.Е., Нестерова Е.Н., Петров О.В., Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Сивков В.В., Синькова Е.А., Спиридонов М.А., Шахвердов В.А. Атлас геологических и эколого-геологических карт Российского сектора Балтийского моря / Гл. ред. О.В. Петров. – СПб.: ВСЕГЕИ, 2010. – 78 с.
- Буданов Л.М., Сергеев А.Ю., Рябчук Д.В., Жамойда В.А., Хорилов В.И. Геоэкологическое районирование дна восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения,

2019, №79, С. 23-34.

Колюбакин А.А., МIRONЮК С.Г., Росляков А.Г., Рыбалко А.Е., Терехина Я.Е., Токарев М.Ю. Применение комплекса геофизических методов для выявления опасных геологических процессов и явлений на шельфе моря Лаптевых // Инженерные изыскания, 2016. № 10-11. С. 38-51.

Рябчук Д.В., Григорьев А.Г., Жамойда В.А., Спиридонов М.А., Котилайнен А., Виртасало Й., Морос М., Сивков В.В., Дорохова Е.В. Новые данные о формировании реки Нева по результатам седиментологических исследований в восточной части Финского залива // Региональная геология и металлогения. 2015. №61. С. 6-20.

Рябчук Д.В., Сергеев А.Ю., Жамойда В.А., Петров Е.О., Буданов Л.М., Крек А.В., Бубнова Е.С., Данченков А.Р., Неевин И.А., Ковалёва О.А. Новые данные о дегляциации восточной части Финского залива по результатам детального геологического картирования // Региональная геология и металлогения. 2021. № 86. С. 62-81.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ НАРУШЕНИЯ ОСАДОЧНОГО ЧЕХЛА ПО ДАННЫМ ВЫСОКОЧАСТОТНОГО ПРОФИЛОГРАФА В РАЙОНЕ РАЗЛОМА ЧАРЛИ ГИББС (СЕВЕРНАЯ АТЛАНТИКА)

Артемов О.А.*, Соколов С.Ю.

Геологический институт РАН, Пыжевский пер, 7, стр.1, Москва, 119017, Россия,

*oleg.artemov.00@mail.ru

Разломная зона Чарли Гиббс является уникальной сдвоенной системой трансформных разломов в Северной Атлантике. Данная структура сформировалась в ходе рифтогенеза, начиная со 130 Ма, далее с открытием моря Лабрадор при отделении Гренландии от Северной Америки в позднем меловом времени (Roberts et al., 1979). В строении трансформной системы выделяют современные деформации осадочного чехла, признаки субмеридионального смещения приразломных уступов, а также вариативность морфологии кровли базальтового слоя с нетривиальным распределением сейсмичности и потенциальных геофизических полей (Сколотнев и др., 2021). Подобные явления свидетельствуют о наличии неотектонических процессов, а также о воздействии неоднородностей верхней мантии.

Научная новизна работ связана с уникальностью фактических материалов, полученных ГИН РАН в ходе 50-го рейса НИС «Академик Страхов» (Отчет ..., 2020). Впервые значительная часть разломной зоны Чарли Гиббс была столь подробно изучена с помощью комплекса дистанционных гидроакустических и геофизических методов. Рельеф по данным многолучевой

батиметрии и схема маршрута, полученные в районе изучаемой структуры, представлены на рисунке 1.

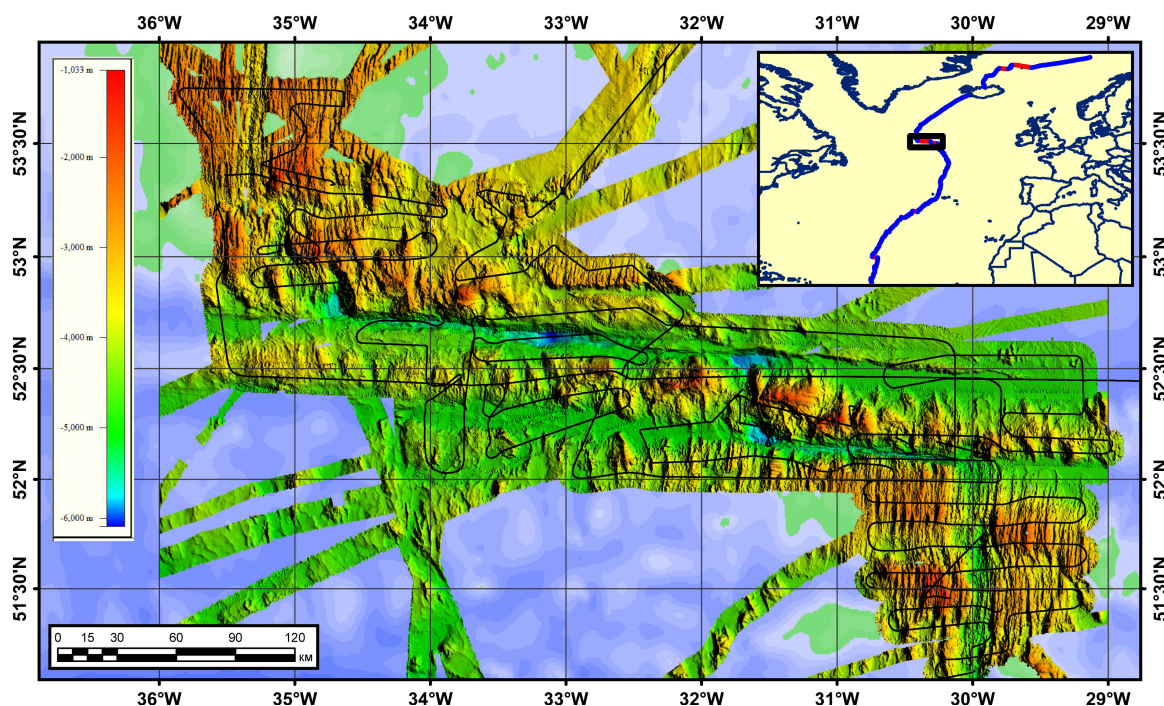


Рисунок 1. Район сдвоенного трансформного разлома Чарли Гиббс. На врезке – положение основного планшета в Северной Атлантике. Черными линиями обозначена схема галсов батиметрической, сейсмоакустической и гидромагнитной съемки, выполненной в ходе 50-го рейса НИС «Академик Страхов».

Район проведенных исследований включает в себя три структурно-тектонических элемента: собственно двойной трансформный разлом, а также рифтовые сегменты к северу и югу от него. Разлом Чарли Гиббс образован северной и южной разломными долинами и межразломным хребтом между ними (Сколотнев и др., 2021). Сложное структурное строение свидетельствует о наличии комплексного геодинамического механизма в области дивергентной океанической границы. Определение его особенностей составляет актуальность данного исследования. Прикладное значение работы заключается в развитии прогнозного потенциала опасных геологических процессов и явлений (ОГПиЯ) в сейсмически активном районе океана, связанных с неустойчивым положением слабоконсолидированных осадков.

В настоящей работе проведено описание воздействия неотектонических процессов на осадочный чехол, залегающий на подвижном кристаллическом фундаменте при помощи картирования приповерхностных неоднородностей осадочного чехла с использованием высокочастотного сейсмоакустического профилирования (ВСП) с сигналом типа CHIRP профилографа EdgeTech 3300 (США), вмонтированного в корпус судна. Рельеф дна был закартирован многолучевым эхолотом SeaBat 7150 (Дания), формирующим полосу озвучивания на абиссальных глубинах, равную 10 км, и позволяющим строить карту рельефа масштаба

1:50000.

Как и многие подобные трансформные системы, начиная с периода своего существования Чарли Гиббс играет важную роль в определении путей придонных течений Северной Атлантики (Smoot et al, 1985), поскольку является естественным коридором для прохождения атлантических течений сквозь Срединно-Атлантический хребет. Ввиду данной особенности осадочный чехол разломной зоны характеризуется значительной мощностью отложений контуритов, осадочных волн (рис. 2), и, в частности, присутствием таких структур как: «канальный дрейф».

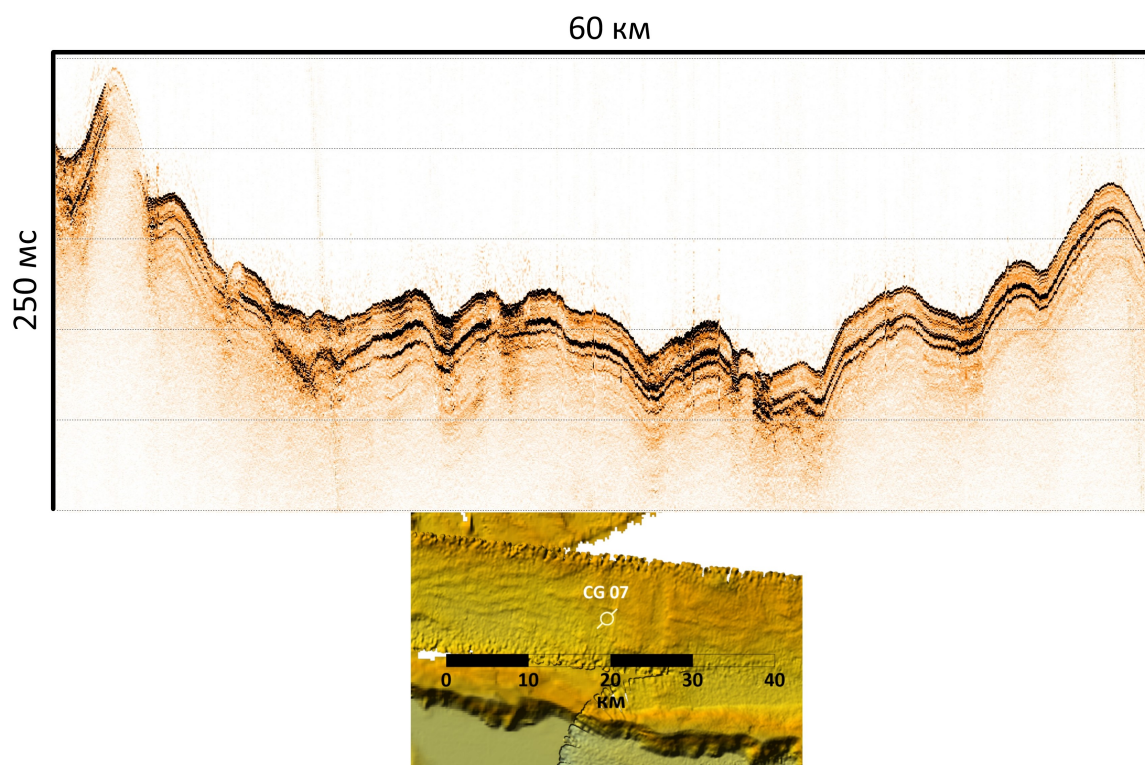


Рисунок 2. Пример осадочных волн по данным акустического профилирования с указанием местоположения объекта на батиметрической карте.

В ходе анализа данных ВСП приповерхностной части осадочного разреза были также выявлены следующие структуры: взбросы (рис. 3), сбросы, сдвиги, взбрососбросы с одновременным опусканием и подъемом крыльев (growth fault) (рис. 4), пликативные и штамповые складки, надвиги, структуры протыкания, зоны выклинивания слоев пород, угловые несогласия, структуры роста, прибортовые обломочные отложения и оползневые тела.

Таким образом, настоящая работа иллюстрирует разнообразие выявленных нарушений в осадочном чехле в результате неотектонических и оползневых процессов в исследуемом районе и является начальным этапом изучения геодинамического механизма развития уникальной трансформной структуры по характеру пространственного распределения этих нарушений. Дальнейшее изучение процесса требует как увеличения фактических данных о

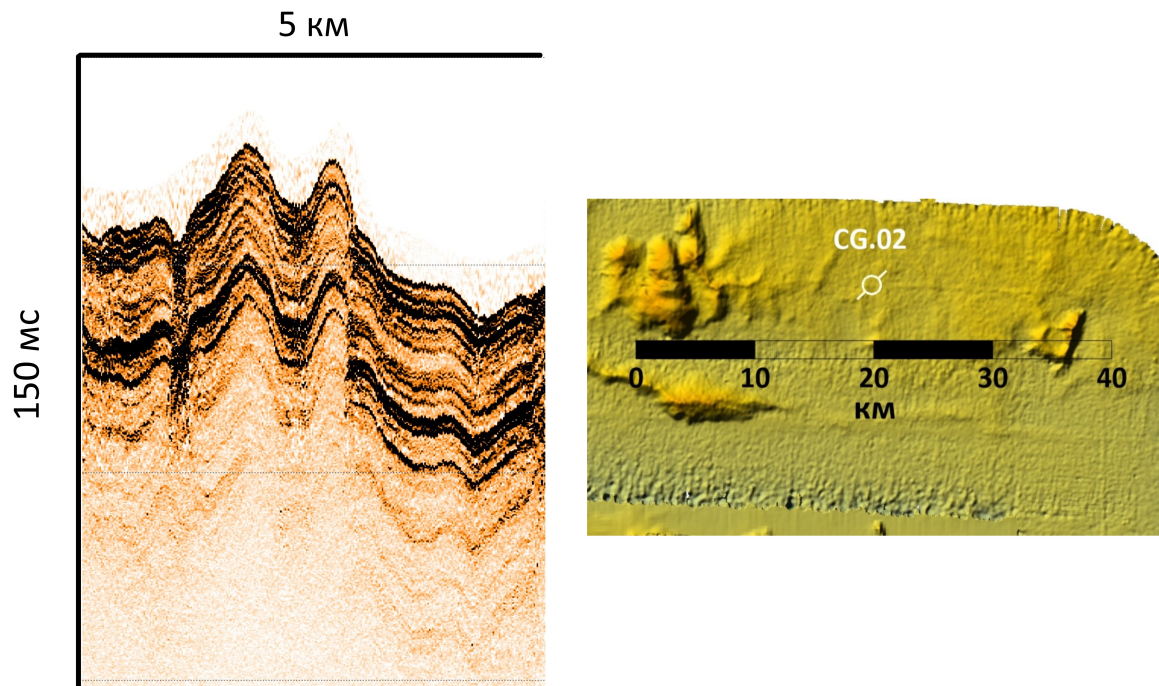


Рисунок 3. Пример взбросового нарушения по данным акустического профилирования с указанием местоположения объекта на батиметрической карте.

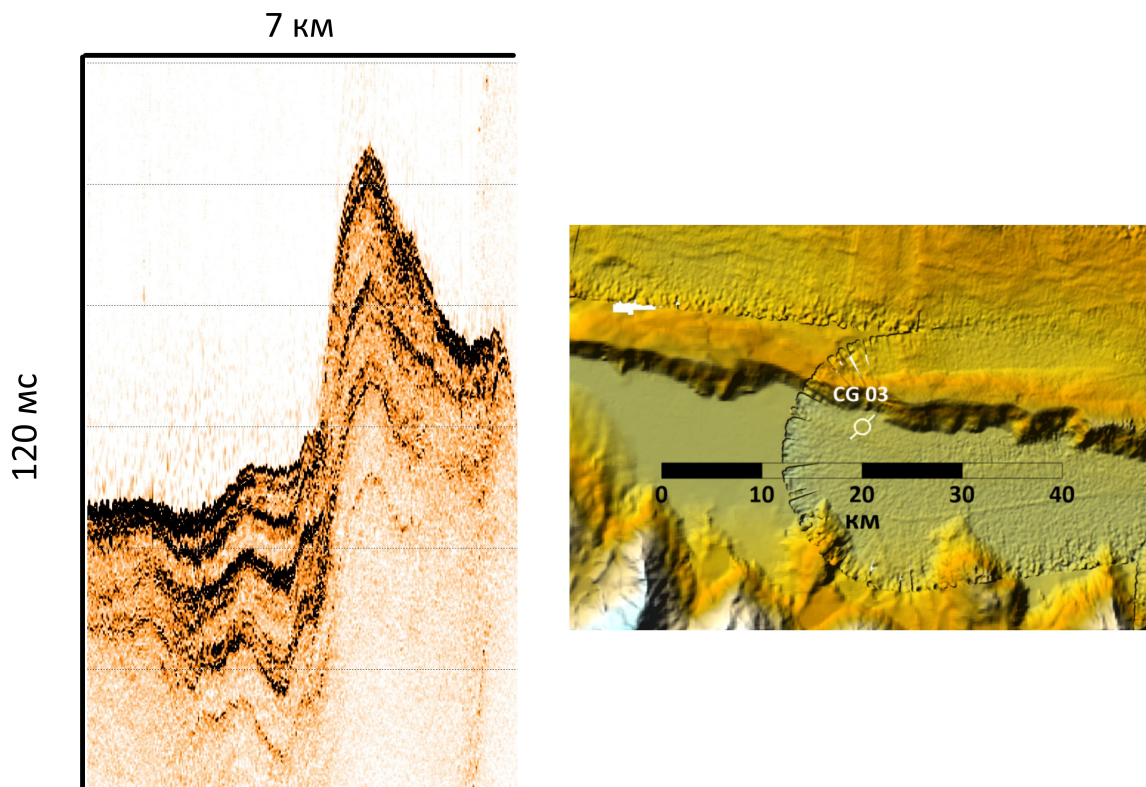


Рисунок 4. Пример структуры типа «growth fault» по данным акустического профилирования с указанием местоположения объекта на батиметрической карте.

регионе, их последующей обработки, применения методов физико-математического моделирования, так и комплексирования с другими геофизическими методами.

Список литературы

- Отчет о работах в 50-м рейсе НИС «Академик Николай Страхов» // Федеральное государственное бюджетное учреждение науки институт океанологии им. П.П. Ширшова РАН, 2020. С. 73.
- Сколотнев С.Г., Санфилиппо А., Пейве А.А., Нестола Я., Соколов С.Ю., Петракчини Л., Добролюбова К.О., Басш В., Перцев А.Н., Феррандо К., Иваненко А.Н., Сани К., Разумовский А.А., Муччини Ф., Бич А.С., Палмиотто К., Брусиловский Ю.В., Бонатти Э., Шолухов К.Н., Каффаро М., Веклич И.А., Лиджи М., Добролюбов В.Н. Геолого-геофизические исследования разломной зоны Чарли Гиббс (Северная Атлантика) // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2021. Т. 497. № 1. С. 5-9.
- Roberts D.G., Montadert. L. and Searle. R.C. The western Rockall Plateau: stratigraphy and structural evolution // Initial Reports of the Deep Sea Drilling Project. 1979. P. 1061.
- Smoot N.C., Sharman G.F. Charlie-Gibbs: a fracture zone ridge // Tectonophysics. 1985. V. 116. P. 137

ВЛИЯНИЕ СЕДИМЕНТАЦИОННЫХ И ПОСТСЕДИМЕНТАЦИОННЫХ ФАКТОРОВ НА ФОРМИРОВАНИЕ ФЕС ПОРОД НИЖНЕМЕЛОВЫХ ТЕРРИГЕННЫХ КОМПЛЕКСОВ ГЫДАНСКОГО ПОЛУОСТРОВА

Бакай Е.К.*, Шарданова Т.А., Карпова Е.В.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия, *bakaiek@my.msu.ru

Основным объектом изучения являются терригенные отложения нижнемелового возраста Арктической газоносной провинции Западной Сибири, сформировавшиеся в различных фациальных условиях, отвечающих как континентальным, так и прибрежно-морским обстановкам осадконакопления (переходным зонам) (Конторович и др., 2014). Литолого-фациальный анализ является одним из основных элементов комплексного геологического изучения осадочных бассейнов для решения задач стратиграфии, тектоники, а также необходим для оценки перспектив нефтегазоносности. Особое внимание в работе было уделено гранулометрическому составу пород, анализ которого позволил построить и проанализировать генетические диаграммы.

Генетический анализ позволил предположить крупные обстановки на изучаемой территории для пластов ПК (марессалинская свита), ХМ (ханты-мансийская свита) и ТП (танопчинская свита), которые формировались в обстановках: а) аллювиально-дельтовой равнины

с широким развитием песчаных отложений меандрирующих русел, прирусловых отмелей и углисто-песчано-глинистых отложений пойм; б) побережья с преимущественно приливно-отливным режимом, с развитием песчаных и песчано-алевритовых литоральных отмелей, маршей, рассеченных приливно-отливными каналами (возможно эстуарий) и в) мелководно-морской сублиторальной зоны со штормовыми процессами. Для континентальных пойменных отложений характерно чередование песчаников, глинистых алевролитов, глин, углеродистых алевролитов, а также углей. В алевролитах иногда отмечаются мелкие следы биотурбации (*Planolites*, *Cylindrichnus*, горизонтальные и вертикальные ходы), мелкие корешки растений. Для литоральных зон характерны слои с разным соотношением песчаного, алевритового и глинистого материала (за счет миграции отмелей); песчаники с мелкой косой и флазерной слоистостью. Характерны ризокреции, часто сидеритизированных, многочисленные отпечатки и корни растений. Отмечаются редкие трещины синерезиса. встречаются ходы *Scoyenia*, *Cylindrichnus*, *Planolites*. Для отложений сублиторальных зон характерно линзовидно-волнистое переслаивание песчаников, алевролитов, реже алевритистых глин. Песчаники с мелкой косой рябью течения, с резкими нижними эрозионными контактами, кровля местами с волновой рябью. Присутствуют текстуры нагрузки, редкие оползневые деформации.

Петрографический анализ песчаников показал, что основными породообразующими компонентами являются кварц и полевые шпаты, в меньшей степени встречаются слюды (мусковит, биотит) и обломки пород. По классификации В.Н. Шванова (Шванов, 1987) все песчаники относятся к группе аркозовых пород. Различаются песчаники с преобладающим каолинитовым, кальцитовым, хлоритовым цементом, с цементацией вдавливанием.

Гранулометрический анализ проводился по петрографическим шлифам. Для подтверждения генезиса алевро-песчаных осадков использовались диаграмма Г.Ф. Рожкова и динамогенетическая диаграмма Пассега. В основе диаграммы Пассега (Passega, Byramjee, 1969) лежит представление о динамике потока, механизме переноса частиц, на основе которого можно сделать предположения об обстановке осадконакопления. На диаграмме выделяются следующие поля: пелагическая суспензия (осадки «спокойной воды»), мутьевые потоки, однородная суспензия, градационная суспензия, донная суспензия и качение. В результате проведенного анализа пластов ПК-ХМ-ТП практически все отложения можно интерпретировать преимущественно как отложения потоков (рис. 1а, б, в), для которых характерны средние скорости осаждения, единично с низкими скоростями.

В основе диаграммы Рожкова (Рожков, Соловьев, 1974) лежит принцип механической дифференциации песчано-алевритовых частиц в различных фациальных условиях. При по-

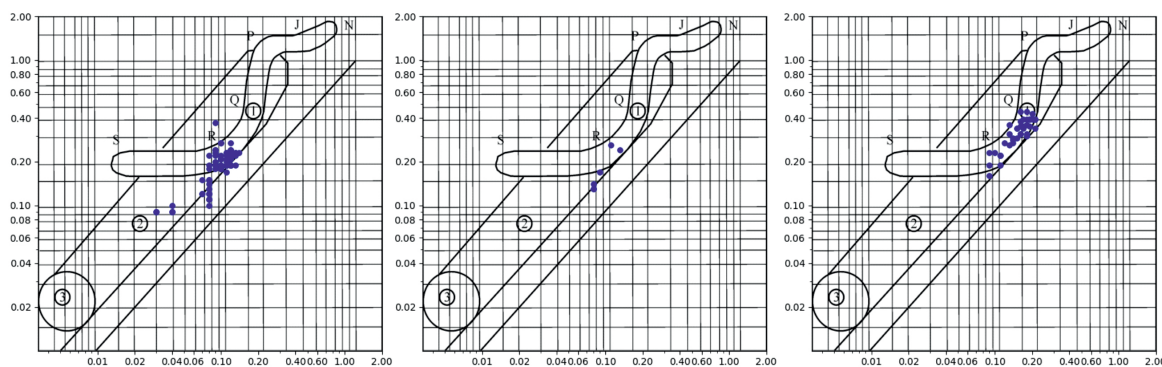
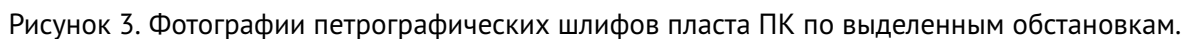
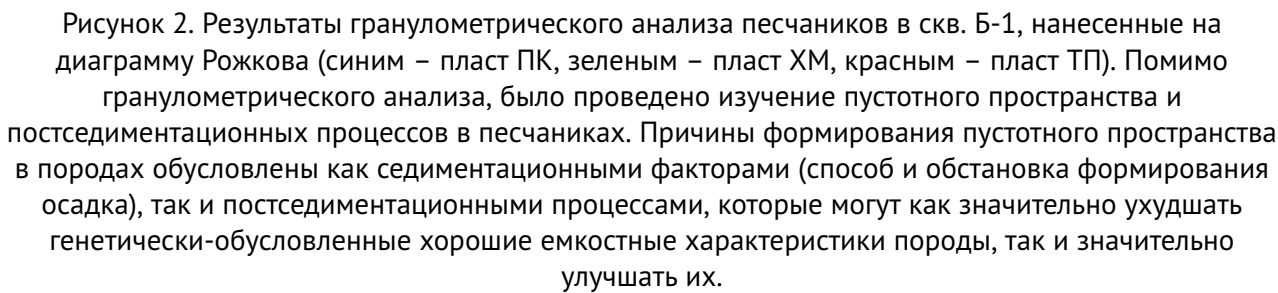


Рисунок 1. Результаты гранулометрического анализа отложений в скв. Б-1, нанесенные на динамогенетическую диаграмму Пассега. Пласты: ПК (а), ХМ (б), ТП (в). Поля на диаграмме: N/O – осадки перекачивания; O/P – осадки перекачивания с незначительным количеством осадков взвеси; P/Q – осадки взвеси с некоторым количеством осадков перекачивания (отложения течений с высокими скоростями); Q/R – отложения течений со средними скоростями; R/S – однородные осадки взвеси (отложения течений с низкими скоростями); 1 – отложения потоков; 2 – турбидитные отложения; 3 – осадки, отложенные из взвеси в спокойных водах).

лучении коэффициентов используются количественные проценты содержания зерен во фракциях. (рис. 2). Все полученные результаты относятся к фациям побережья, фациям мутьевых потоков, русловых осадков рек с сильным течением, фациям пляжей, фациям широких участков устьев рек и т.д. Это коррелируется с выделенными обстановками в результате проведенного генетического и фациального анализов. Однако, применение исключительно гранулометрического анализа для этих целей не корректно.

Комплексный литолого-генетический анализ (рис. 3) показал, что до глубин около 1 км на формирование пустотности оказывает преимущественное влияние генезис осадка/породы, проявленное отсутствием значительного уплотнения и сохранением первичной межзерновой пористости в русловых/канальных песчаниках (с постепенной потерей ее от пластов ПК к ХМ). С увеличением глубины отмечается усиление выщелачивания полевых шпатов за счет кислотного флюида. Вниз по разрезу в пластах ТП и глубже (глубина более 1 км) основными факторами формирования пустотности по-прежнему остаются фациальный контроль, влияющий на количество глинистого матрикса-цемента, размер, степень окатанности и сортировку зерен, однако его значение уменьшается. Количество массовых механоконформных контактов нарастает с глубиной. Усиливается влияние кислотного флюида с выщелачиванием полевых шпатов и элементами разуплотнения в результате гидроразрывов.

Таким образом, комплексное изучение нижнемеловых терригенных комплексов показало соотношение седиментационных и постседиментационных факторов, влияющих на формирования пустотности. На глубинах до 1 км выявлена преобладающая роль фациального контроля, а ниже по разрезу на глубинах более 1 км господствует влияние постседиментационных процессов.



Список литературы

- Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т.55. №5-6. С. 745-776.
- Рожков Г.Ф., Соловьев Б.С. Результаты систематизации дробных ситовых анализов // Литология и полезные ископаемые. 1974. № 5. С. 110–117.
- Шванов В.Н. Петрография песчаных пород. – Л.: Недра, 1987. – 269 с.
- Passega R., Byramjee R. Grain-size image of clastic deposits // Sedimentology. 1969. V.13. N 3-4. P. 233-252.

ИНВЕРСИЯ ДАННЫХ РАДИОМАГНИТОТЕЛЛУРИЧЕСКИХ ЗОНДИРОВАНИЙ С РАЗЛИЧНЫМИ КОНТРОЛИРУЕМЫМИ ИСТОЧНИКАМИ НА ГЕОФИЗИЧЕСКОМ ПОЛИГОНЕ АЛЕКСАНДРОВКА (КАЛУЖСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Балахнин А.И.*, Сараев А.К.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st087319@student.spbu.ru

Метод радиоманнитотеллурических зондирований с контролируемым источником (РМТ-К) основан на измерении электромагнитных полей контролируемого источника в диапазоне частот от 1 до 1000 кГц. Данный метод эффективен в удаленных регионах, где количество сигналов радиостанций недостаточное для проведения зондирований. В методе РМТ-К регистрируются сигналы контролируемого источника. Используя эти сигналы вычисляют значения поверхностного импеданса (отношение горизонтальных и взаимно перпендикулярных составляющих электрического и магнитного поля), а из импеданса – кажущееся сопротивление и фазу импеданса. Реализуется принцип частотных зондирований, когда высокие частоты связаны со свойствами малоглубинных слоев, а низкие частоты – глубинных горизонтов.

Нами использовались два вида контролируемых источников: кабель конечной длины (аппроксимируется горизонтальным электрическим диполем – ГЭД) и горизонтальная прямоугольная петля (аппроксимируется вертикальным магнитным диполем – ВМД). Использование сигналов генератора прямоугольной формы позволяет проводить зондирование не только на основных частотах, но и их субгармониках, что повышает производительность работ. Для перекрытия всего диапазона от 1 до 1000 кГц используется 3-4 основные частоты и 8-12 субгармоник каждой основной частоты.

Зондирования проводились на геофизическом полигоне Александровка в Калужской об-

ласти. Геологический разрез в районе проводимых исследований представлен сверху песками и суглинками мощностью около 10 м, а ниже – толщей суглинков и известняков мощностью около 20 м. Зондирования выполнены по двум профилям длиной 450 и 500 м (рис. 1).

При работах с ГЭД использовались три базовые частоты: 0.5, 5 и 50 кГц. Для всех точек зондирования и всех базовых частот были построены графики автоспектров составляющих электрического и магнитного поля, а также их взаимной когерентности (рис. 2). Затем были выделены сигналы с когерентностью более 0.8 при уровне шума на один порядок меньше амплитуды сигналов. Таких сигналов субгармоник обычно было более 20.

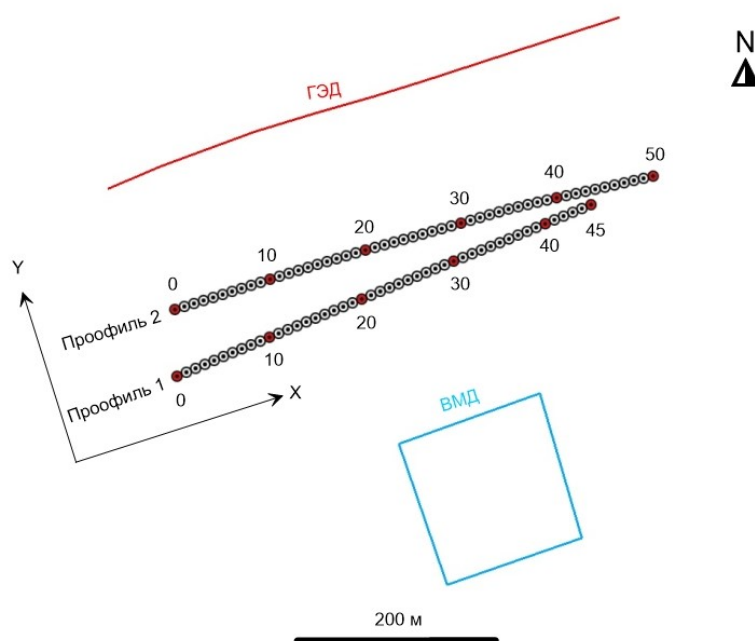


Рисунок 1. Схема участка.

При работах с ВМД использовались частоты: 1, 2, 10, 20 и 100 кГц. Так же, как и для ГЭД, были построены автоспектры с когерентностью более 0.8 и отобраны пригодные субгармоники.

По выделенным сигналам построены кривые зондирования (зависимости кажущегося сопротивления и фазы импеданса от частоты) по данным от контролируемых источников, а также удаленных радиостанций, для каждой точки измерения (рис. 3). Значения кажущегося сопротивления и фазы для контролируемого источника и радиостанций совпадают. Это позволяет говорить о возможности использования сигналов субгармоник при зондировании.

При работах методом PMT-K можно выделить три зоны контролируемого источника: ближнюю, промежуточную и дальнюю. В ближней зоне переменное электромагнитное поле ведет себя как поле от постоянного тока и частотное зондирование в этой области проводить

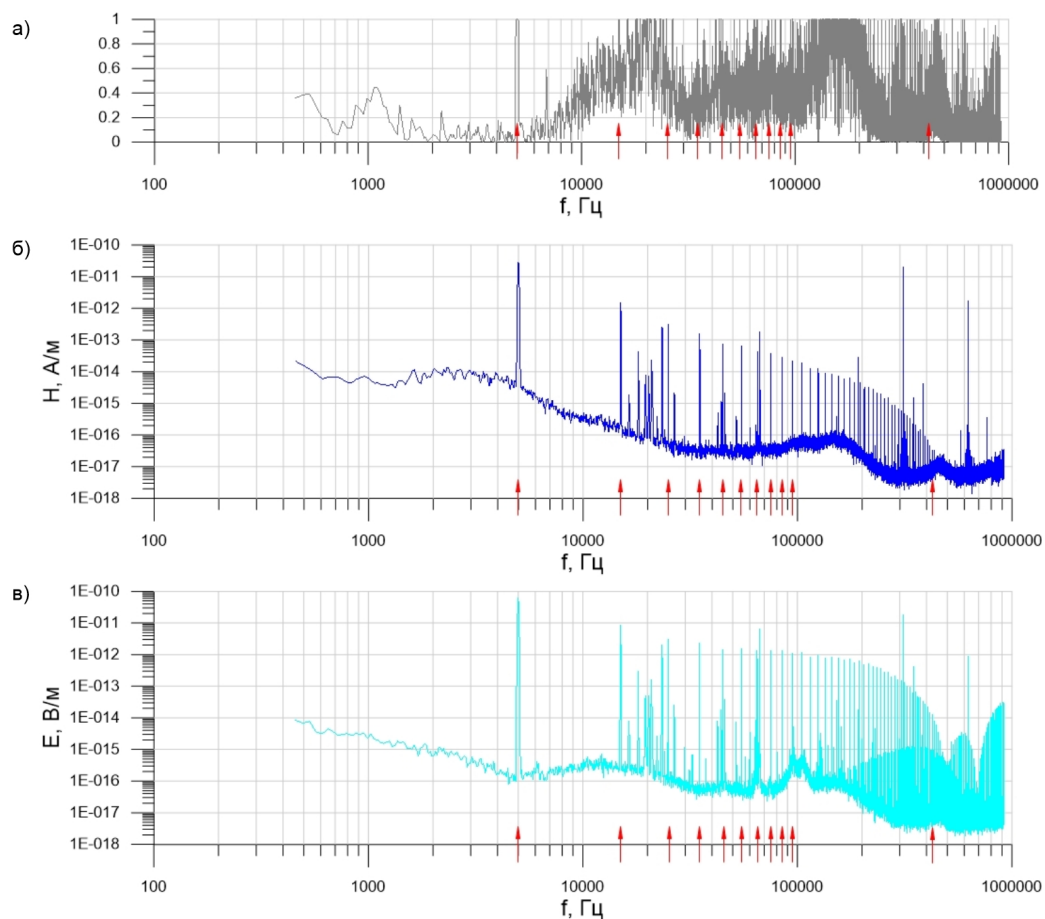


Рисунок 2. Автоспектры и когерентность при базовой частоте 5 кГц. Профиль 2 пикет 50. а) когерентность, б) сигналы магнитного поля H , в) сигналы электрического поля E . Стрелками указаны десять первых и последняя пригодная для использования субгармоники.

Александровка, май 2023 г.
Профиль 2, пикет 50

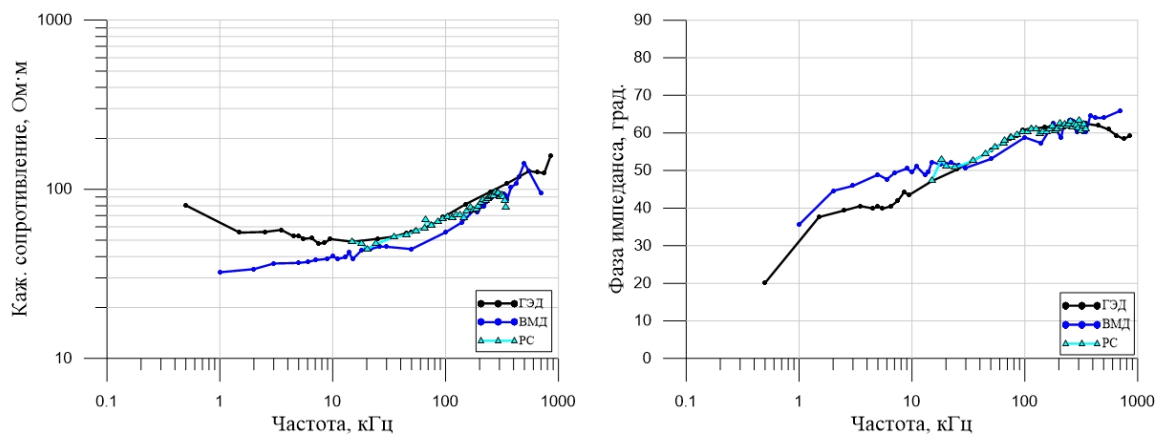


Рисунок 3. Кривые зондирования. Профиль 2 пикет 50. Условными обозначениями выделены кривые, полученные с ГЭД, ВМД и по измерениям полей радиостанций (РС).

невозможно. В промежуточной зоне электромагнитное поле зависит от частоты и координат точки наблюдения. В дальней зоне электромагнитное поле зависит только от частоты и соответствует модели плоской волны.

В настоящем докладе представлены результаты инверсии в дальней зоне. Рассмотрим критерии отнесения точек зондирования и частот к дальней зоне, предложенные в работе (Shlykov et al., 2021). Сначала с помощью программы 1D инверсии AnisoInvUI для промежуточной зоны источника (автор Шлыков А.А.) получаем разрез в точке зондирования. Затем для этого разреза при помощи программы ZondMT1D (<https://zond-geo.com>) рассчитываются кривые для модели плоской волны. Эти модельные кривые сравниваются с измеренными. Частотный диапазон, где эти кривые совпадают, будет определять дальнюю зону. Для кажущегося сопротивления при работах с ГЭД дальняя зона соответствует частотам выше 30 кГц для точек около середины профиля и выше 0.5 кГц у краев профиля (50 и 0.5 кГц соответственно для фазы импеданса). Для ВМД дальняя зона соответствует частотам выше 50 кГц для точек около середины профиля и от 0.5 кГц у его краев (70 и 0.5 кГц соответственно для фазы импеданса).

Данные в дальней зоне были использованы для инверсии при помощи программы ZondMT2D. Для визуализации использовано стандартное программное обеспечение (Surfer).

Пример полученных разрезов для разных источников приведен на рисунке 4. Как видно из рисунка сверху выделяется высокоомная толща песков мощностью 5-8 м, ниже залегает более проводящая толща суглинков и блок высокоомных известняков.

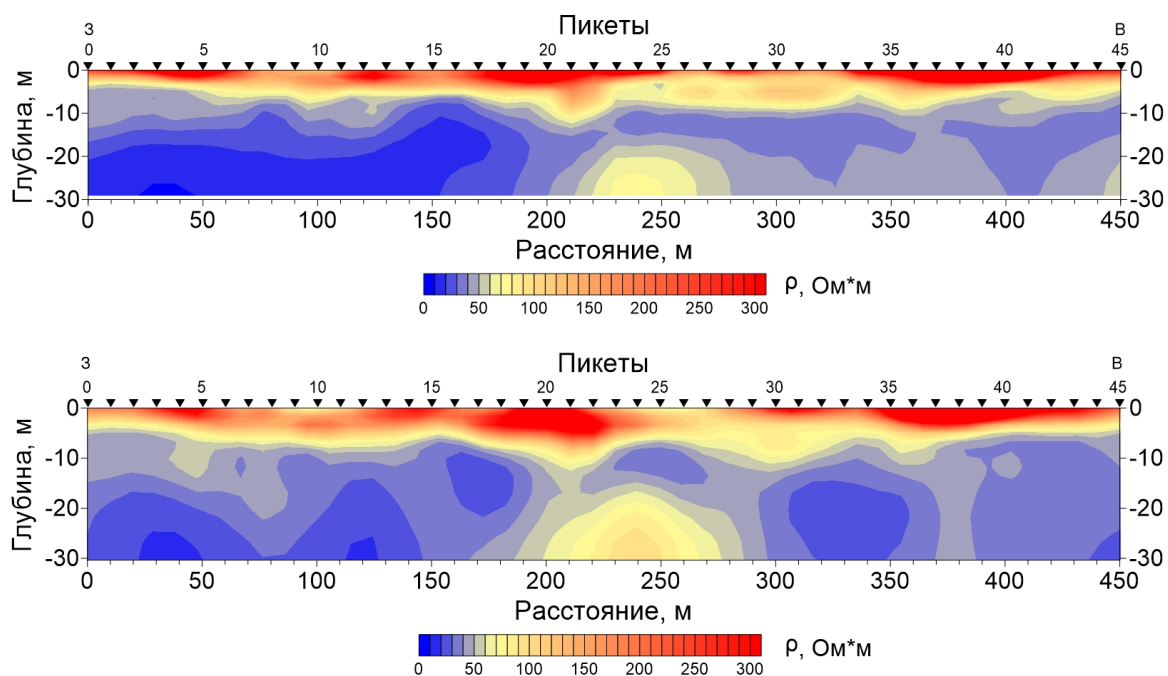


Рисунок 4. Разрезы по профилю 1, полученные с ГЭД (вверху) и ВМД (внизу).

Работа выполнена при поддержке проекта РНФ №21-47-04401 и РЦ «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

Список литературы

Shlykov A., Saraev A., Argahari S., Tezkan B., Singh A. One-dimensional laterally constrained joint anisotropic inversion of CSMT and ERT data // Journal of Environmental and Engineering Geophysics. 2021. V. 26. N. 1. P. 35-48.

МИКРОПЛАСТИКОВОЕ ЗАГРЯЗНЕНИЕ ВЫСОКОГОРНЫХ ПРЕСНОВОДНЫХ ОЗЕР В АРМЕНИИ

Беляева О.М.^{1*}, Садоков Д.О.^{2,3}, Гамбарян Л.Р.^{4,5}, Шалунова Е.П.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *olexiuss@ya.ru

²Университет ИТМО, Кронверкский пр., д.49, литер А, Санкт-Петербург, 197101, Россия

³Университет МГУ-ППИ в Шэньчжэне, Провинция Гуандун, г. Шэньчжэнь, район Лунган, Даюньсиньчэн, ул. Гоцзидасюэюань, 1, 518172, Китай

⁴Ереванский государственный университет, ул. Алек Манукян, 1, Ереван, 375025, Армения

⁵Научный центр зоологии и гидроэкологии, ул. Паруйра Севака, 7, Ереван 0014, Армения

Многие исследователи говорят о повсеместном обнаружении микропластика в различных природных средах. Известно, что на поверхности микропластика образуются биопленки и такие агрегаты принято называть пластисферой (Zettler et al., 2013). В последствие, эти агрегаты становятся пищей для более высших организмов, например зоопланктона, и далее переносятся по пищевой цепи включая человека. Кроме биоты микропластик служит субстратом для токсичных веществ, таких как полиароматические углеводороды и стойкие органические загрязнители (Козловский, Блиновская, 2015). Микропластик находят в различных тканях органов человека, но до сих пор нет однозначного ответа, как микропластик влияет на организм (Akhbarizadeh et al., 2019). Большое количество исследований посвящено морской и океанической акватории, и в меньшей степени пресноводным системам. Хотя систематические исследования микропластика начались с 2000-х годов, первое исследование в отношении пресноводных озер появилось в 2013 году (Eriksen et al., 2013). На территории Армении насчитывается более 100 малых озёр и 3 крупных, одно из которых, Севан, – самое большое пресноводное озеро на Кавказе. Ранее исследований о загрязнении микропластиком на территории Армении не проводилось. Данное исследование актуально для подтверждения гипотезы о повсеместном нахождении микропластика в окружающей среде.

Цель исследования – изучить содержание и тип микропластиковых частиц в двух пресноводных озерах Армении.

Задачи: отбор проб поверхностных вод и донных отложений в двух озерах; подготовка

проб к идентификации микропластиковых частиц; инструментальная идентификация микропластиковых частиц; обработка полученных данных.

Для исследования были выбраны два озера в Лорийской области (Армения): Чистый Лиман и Конский Лиман. Озера расположены на высоте 1470-1480 м н.у.м. в центральной части плато Лори, между каньонами рек Ташир и Дзорагет. Отбор проб проводился осенью 2022 года. Отбор проб поверхностных вод осуществляли путем переливания воды через самодельное фильтрующее устройство с нейлоновой сетью с размером ячеек 75 мкм, закрепленное на борту лодки. Для отбора донных осадков применяли конусный металлический отборник. Все пробы отобраны с центра озер. Обработку проб проводили, руководствуясь методикой Национального управления океанических и атмосферных исследований (Julie et al., 2015) и лабораторным протоколом (Vermeiren et al., 2020).

Лабораторная обработка пробы включала в себя: устранение органического материала, плотностное разделение, фильтрование, визуальную идентификацию, определение типа полимера. Большой засор пробы частицами органического происхождения затрудняет идентификацию микропластика. Органические примеси удалялись с применением раствора 30% перекиси водорода. Для отделения микропластика от минеральной фракции пробы проводили плотностное разделение в тяжелой жидкости (ZnCl_2 $\rho=1.5 \text{ г/см}^3$). Отстаивание проводили в стеклянной воронке, после разделения сначала сливали осадок, затем супернатант с микропластиком переносили на нейлоновый фильтр с вакуум-насосом. После сушки фильтра приступали к визуальному определению частиц с помощью микроскопа. Отобранные частицы идентифицировали по типу полимера с помощью спектрометра ATR-FTIR (Thermo Fisher Science).

В результате исследования было обнаружено в пробах поверхностных вод 100 и 153 микропластиковых частиц в одном куб.м. (MP/м^3) в Чистом Лимане и Конском Лимане соответственно. На один кг влажного веса донных отложений пришлось 60 и 80 микропластиковых частиц (MP/кг) в Чистом Лимане и Конском Лимане соответственно.

В пробах воды нити составили на 95% частиц, фрагменты – 5%, сферы, плёнки, вспененных частиц не обнаружено. Длина нитей составляла от 100 мкм до 10 мм, толщина варьировала от 13 до 45 мкм. Фрагменты имели размер от 380 мкм до 450 мкм по длине.

Было идентифицировано 3 типа полимеров: PET, PP, PE. Из-за ограничений методики и средств измерений удалось установить тип полимера только 18% частиц. На рисунке 1 приведены результаты исследования в графическом виде.

Для учета внешнего загрязнения проб во время этапов выполнения лабораторных работ ставили чистую чашку Петри, по окончании работ подсчитывали количество частиц на чашке.



Рисунок 1. Результаты исследования: а) морфологический состав обнаруженных частиц в поверхностной воде по цвету и форме; б) количественное содержание микропластика в пробах воды и донных отложений.

Таким образом, было вычтено 12 частиц волокон, среди них было много красных, хотя в помещении не работали люди в красной одежде. Также на чашке Петри были обнаружены белые волокна, идентифицированные с помощью FTIR как целлюлоза, подобные волокна, обнаруживаемые в пробах, не учитывались при подсчете частиц.

Полученные результаты согласуются с данными, о том, что волокна являются доминирующей формой микропластика в пресных горных водоемах (Alfonso et al., 2020; Wang et al., 2018; Su et al., 2016). Так как в данные озера не поступают сточные воды, то можно предположить, что загрязнение волокнами поступает с атмосферным переносом (Zhang et al., 2020).

Визуальный способ предварительной идентификации пластика может привести к недоучету мелких частиц или переоценке из-за сходства некоторых частиц с пластиком.

Недостатком ATR-FTIR является ограниченный минимальный размер определяемых частиц от 20 мкм, в связи с чем удалось определить тип полимера лишь для части обнаруженных микрочастиц.

Источник появления частиц микропластика не всегда может быть установлен, что требует дальнейшего изучения и более строгих мер предотвращения контаминации проб при проведении лабораторных работ и отборе проб.

Работа выполнена в рамках проекта «Оценка загрязнения водоемов Армении микропластиком и его воздействия на состояние биоиндикаторных микроводорослей» (2023-2026) при финансовой поддержке Ереванского государственного университета.

Список литературы

Козловский Н.В., Блиновская Я.Ю. Микропластик – макропроблема мирового океана // Меж-

дународный журнал прикладных и фундаментальных исследований, 2015. № 10-1. С. 159–162.

Akhbarizadeh, R., Moore, F., Keshavarzi, B. Investigating microplastics bioaccumulation and biomagnification in seafood from the Persian Gulf: a threat to human health? // *Food Additives & Contaminants: Part A*, 2019. P. 1696-1708.

Alfonso, M.B., Scordo, F., Seitz, C., Mavo Manstretta, G.M., Ronda, A.C., Arias, A.H., Tomba, J.P., Silva, L.I., Perillo, G.M.E., Piccolo, M.C. First evidence of microplastics in nine lakes across Patagonia (South America) // *Science of the Total Environment*, 2020. V. 733.

Eriksen, M., Mason, S., Wilson, S., Box, C., Zellers, A., Edwards, W., Farley, H., Amato, S. Microplastic pollution in the surface waters of the Laurentian Great Lakes // *Mar Pollut Bull*, 2013. V. 77. P. 177–182.

Julie M., Joel B., Gregory F., Courtney A. Laboratory Methods for the Analysis of Microplastics in the Marine Environment: Recommendations for quantifying synthetic particles in waters and sediments. NOAA Technical Memorandum NOS-OR&R-48, 2015.

Su, L., Xue, Y., Li, L., Yang, D., Kolandhasamy, P., Li, D., Shi, H. Microplastics in Taihu Lake, China. // *Environmental Pollution*, 2016. V. 216. P. 711–719.

Vermeiren P, Muñoz C., Ikejima K. Microplastic identification and quantification from organic rich sediments: A validated laboratory protocol // *Environmental Pollution*, 2020. V. 262.

Wang, W., Yuan, W., Chen, Y., Wang, J. Microplastics in surface waters of Dongting Lake and Hong Lake, China // *Science of The Total Environment*, 2018. V. 633. P. 539–545.

Zettler, E., Mincer, T., Amaral-Zettler, L. Life in the «plastisphere»: Microbial communities on plastic marine debris // *Environmental Science & Technology*, 2013. V. 47. P. 7137–7146.

Zhang, Y., Kang, S., Allen, S., Allen, D., Gao, T., Sillanpää, M. Atmospheric microplastics: A review on current status and perspectives // *Earth Sci Rev*, 2020. V. 203. P. 103–118.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ГЛИНИСТЫХ СЛАНЦЕВ НИЖНЕГО ЯТУЛИЯ В СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЕ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Бессмертный К.Н.^{1,2*}, Силаева О.М.^{3,4}, Устинова В.В.², Степанова А.В.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *kirillbessmertnyy@gmail.com

²Институт геологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185035, Россия

³Геологический институт РАН, Пыжевский пер, 7, стр.1, Москва, 119017, Россия

⁴Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия

Отложения ятулия (2.3 – 2.1 млрд лет) представлены метаморфизованными осадочными и метамагматическими породами. Их широкое распространение в пределах Фенноскандинавского щита и большая мощность отложений сделали ятулий важным маркирующим горизонтом всего докембрия (Соколов и др., 1970).

Сегозерская структура расположена в восточной части Карельского кратона на границе Водлозерского и Центрально-Карельского террейнов (Слабунов и др., 2006). Она представляет собой синклиналь площадью 900 км², сложенную различными метаосадочными и метавулканическими породами, которые относятся к нижнему и среднему ятулию (Соколов и др., 1970). Вулканогенные породы представлены эффузивами основного состава, среди которых выделяют два стратиграфических уровня базальтовых лав (Соколов и др., 1968). Среди вулканогенных и осадочных пород Сегозерской структуры описаны маломощные прослои темно-зеленого цвета, которые интерпретировались предыдущими исследователями как туфы и туффиты мощностью от 0.01 м до 0.30 м. (Соколов и др., 1970).

Метаосадочные породы представлены песчаниками, гравелитами, кварцитами, карбонатами, алевролитами (Соколов и др., 1972). Среди гравелитов и песчаников выделяются 2 пачки глинистых сланцев, которые различаются по текстурно-структурным особенностям и химическому составу. Нижняя пачка терригенных пород ятулия, которая находится в разрезе ниже первого потока базальтов, характеризуется наличием от трех до пяти маломощных прослоев глинистых сланцев – тонкозернистых пород серовато-зеленого цвета. Мощность этих слоев выдержана на протяжении десятков метров и не превышает обычно 15 см. Состав глинистых сланцев пород нижней пачки и их текстурные особенности слабо варьируют как по простиранию, так и вкрест простирания. Зона контакта с подстилающими и перекрывающими кварцевыми гравелитами и песчаниками отчетливая, иногда с линзовидными фрагментами гравелитов внутри прослоя глинистых сланцев.

В составе глинистых сланцев нижней пачки преобладают слюдистые минералы. Они составляют от 80 до 90% объема пород. Слюды хорошо выделяются по оптическим свойствам и пластинчатому облику. Пластинки слюд ориентированы хаотично, сланцеватость в породах отсутствует. Пластинки не имеют признаков деформации, возможно, они образовались в результате вторичного преобразования первичных глинистых минералов. Встречены два минеральных вида: биотит – зеленовато-бурого и бурого с сильным плеохроизмом и мусковит – бесцветный. Основным компонентом обломочной части нижележащей пачки глинистых сланцев является кварц. Минимальный размер пачки составляет 0.3 мм, максимальный – 1.4 см и более, средний – сильно зависит от шлифа, поскольку прослои довольно неоднородны в разрезе. Зерна от угловатых до хорошо окатанных. Несмотря на то, что некоторые

зерна «съедены» иллитовым цементом, в целом границы зерен довольно ровные. Содержание кварца в глинистых сланцах нижней пачки меняется: оно максимально в нижних прослоях, где составляет 10–20% всей породы и менее 10% в верхних прослоях. Структура обломочной части нижней пачки в среднем средне-тонкозернистая, среднесортированная, умеренно окатанная. Минеральный состав цемента – иллитовый. Содержание слюд сильно варьируется в зависимости от шлифа от 2 до 8%. Зерна обломков пород присутствуют в небольших количествах (менее 2%) – часто это обломки нижележащих пород (в основном, гравелитов). По структуре в нижней пачке цемент открыто-поровый, по равномерности заполнения – сплошной неравномерный, а по взаимоотношению с обломочными зернами – местами деструктивный, крустификационный.

Глинистые сланцы верхней пачки, которая залегает выше потока первых базальтов – это тонкозернистые породы. Эти породы почти лишены обломочной компоненты (менее 4%), ее основным компонентом является кварц, который представлен угловатыми мелкими зернами порядка 0.3 мм, реже 0.6 мм. Зерна почти все угловатые. Такие морфологические особенности кварца, вероятно, обусловлены тем, что почти все зерна были в какой-то степени замещены минералом группы иллита, поэтому изначальный облик обломочной части определить невозможно. Иллитистый цемент составляет 96% всей породы. По структуре цемент в верхней пачке базальный, сплошной неравномерный, по степени кристалличности – мелкокристаллический, по взаимоотношению с обломочными зернами – деструктивный, коррозионный и замещения.

Геохимические особенности глинистых сланцев нижней пачки значительно отличаются от глинистых сланцев верхней пачки. Помимо того, что прослои контрастно различаются от других пород, они имеют значительные отличия между собой. Так верхняя пачка характеризуется более высокими содержаниями кремния, магния и кальция и значительно более низкими содержаниями алюминия и калия (табл. 1).

Рентгенофазовый анализ показал, что тонкозернистые глинистые прослои слабо различаются по минеральному составу в пределах синклинали. Минеральный состав этих толщ представлен кварцем, двумя видами слюд (мусковит, биотит), хлоритом, в подчиненном количестве присутствуют кальцит, гематит, пирит, ортоклаз, магнетит. Отличительной особенностью глинистых сланцев верхней пачки являются высокие содержание гематита.

Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом, ксенотимом и минералами группы рутила. Циркон $Zr(SiO_4)$ представлен обломочными трещиноватыми зернами с отчетливой концентрической зональностью размерами от 50 до 250 мкм. Ксенотим формирует ксеноморфные зёрна размером до 100 мкм, насыщенные включениями. Монацит-(Ce)

Таблица 1. Средний химический состав (масс.%) пород верхней и нижней пачек глинистых сланцев.

Элементы	Верхняя пачка	Нижняя пачка
SiO ₂	73.89	64.01
TiO ₂	0.62	0.91
Al ₂ O ₃	11.35	20.58
Fe ₂ O ₃ (общ)	4.09	3.89
MnO	0.06	0.02
MgO	3.05	1.91
CaO	2.37	0.25
Na ₂ O	0.62	0.24
K ₂ O	3.90	8.17
P ₂ O ₅	0.05	0.03
Сумма*	100.00	100.00

*был произведен пересчет на сухую навеску и нормирование на 100%.

(CePO₄) представлен редкими обломочными кристаллами размерами порядка 30 – 60 мкм, редко до 100 мкм, возможно, обломочные (рис. 1a,b,c). Закономерности в форме зерен не наблюдается, однако присутствует пятнистая зональность у некоторых зерен. Морфологически выделяются две разновидности монацита: обломочный и аутигенный. Детритовый характеризуется мелкими угловатыми зернами не более 60 мкм в диаметре, когда аутигенный представлен субидиморфными зернами 20 – 40 мкм (рис. 1d).

Минералы группы рутила представлены двумя полиморфными модификациями. Первая – серовато-желтыми зернами размерами около 100 мкм. Вторая фаза представлена золотистыми вытянутыми зернами размера от 60 до 150 мкм с выраженной трещиноватостью. По результатам изучения минералов методом рамановской спектроскопии установлено наличие двух модификаций: первая фаза представлена анатазом (639, 515, 393 см⁻¹), вторая – рутилом (445, 613 см⁻¹). Однако требуются дальнейшие дополнительные исследования, чтобы определить минеральные виды.

Таким образом, первые результаты изучения глинистых сланцев нижнего и среднего ятулия в Сегозерской структуре показали, что породообразующими минералами в этих породах являются: слюда (мусковит, биотит), кварц, хлорит, магнетит. В подчиненном количестве присутствуют кальцит, гематит, ортоклаз, пирит. Акцессорные минералы представлены цирконом, монацитом и минералами группы рутила. Несмотря на близкий минеральный верхней и нижней пачек, различия в химическом составе пород предполагают их разный генезис. Для подтверждения этих предположений требуются дальнейшие исследования акцессорных минералов, что позволит определить время постседиментационных изменений, оценить источники сноса и их возраст.

При работе использовалось оборудование Аналитического центра Института геологии

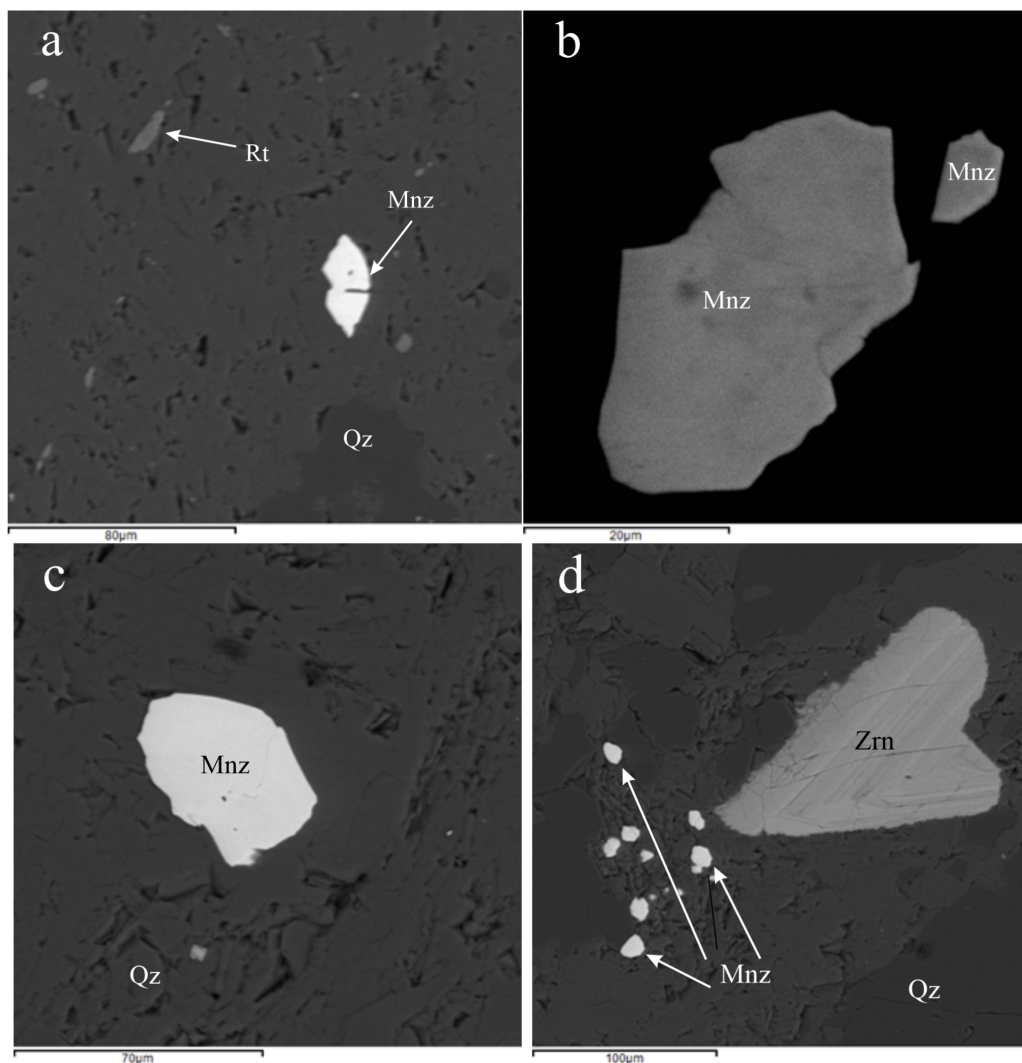


Рисунок 1. а – зерна рутила (Rt) и монацита (Mnz) в кварце (Qz) (обр. SG2-3/6), б – зерно монацита (Mnz) со слабо выраженными неоднородностями внутреннего строения (обр. SG1-4/2b), в – зерно монацита (Mnz), возможно обломочного происхождения (обр. SG1-4/2b), д – зерно циркона (Zrn) с концентрической зональностью и с мелкими зернами монацита (Mnz) в кварце (Qz) (обр. SG1-4/2b).

КарНЦ РАН, РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ. При поддержке проекта и в рамках реализации проекта РНФ № 23-17-00260.

Список литературы

- Слабунов А.И., Лобач-Жученко С.Б., Бибикина Е.В., Балаганский В.В., Сорьонен-Вард П., Володичев О.И., Щипанский А.А., Светов С.А., Чекулаев В.П., Арестова Н.А., Степанов В.С. Архей Балтийского щита: геология, геохронология, геодинамические обстановки // Геотектоника, 2006. В. 6. С. 1–33.
- Соколов В.А., Алексеев Б.Я., Биске Г.С., Богачев А.И., Пекки А.С., Робонен В.И., Елисеев М.А. Проблемы геологии среднего протерозоя Карелии / Под ред. А. И. Богачева. – Петрозаводск: Карельское книжное издательство. 1972 – 187 с.

Соколов В.А., Алексеев Б.Я., Биске Г.С., Богачев А.И., Пекки А.С., Робонен В.И., Елисеев М.А. Вулканогенные и гипербазитовые комплексы протерозоя Карелии / Под ред. В. А. Соколова. – Петрозаводск: Карельское книжное издательство. 1968 – 290 с.

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии / Под ред. В. А. Соколова. – Петрозаводск: Карельское книжное издательство. 1970 – 366 с.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В РАЗРЕЗЕ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ОЗЕРЯВКИ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СЕБЕЖСКИЙ»

Богданов Т.В.*, Зеленковский П.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st076100@student.spbu.ru

Проведение мониторинговых исследований с целью оценки антропогенного влияния на природные комплексы – одна из ключевых задач современной геоэкологии. Особенную актуальность они приобретают в контексте исследований на особо охраняемых природных территориях. Таковой является национальный парк «Себежский».

Национальный парк характеризуется наличием гидрологической сети, которая объединяет некоторые озера между собой и формирует единый водоток (рис. 1; слева). В дальнейшем, воды из конечного озера сети – Нечерицы, сбрасываются в озера на территории Республики Беларусь. В связи с этим, возникает необходимость проведения мониторинговых исследований в контексте трансграничного переноса материала с поверхностными водотоками.

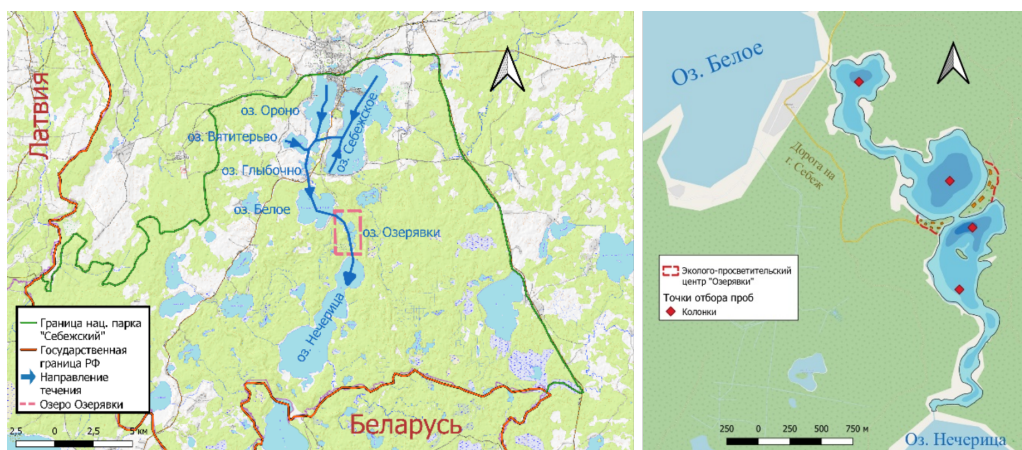


Рисунок 1. Картосхема гидрологической сети Себежского национального парка (слева) и картосхема точек отбора на озере Озерявки (справа).

Озеро Озерявки является частью этой гидрологической сети, через которую проходят воды из более крупных озер. Расположение на их берегах населенных пунктов (в т.ч. города Себеж), а также туристических стоянок на берегу Озерявок может способствовать поступлению в донные отложения поллютантов, приуроченных к антропогенному влиянию (Зеленковский и др., 2016). В данной работе речь пойдет о закономерностях накопления тяжелых металлов в разрезе донных отложений как одного из индикаторов антропогенного воздействия.

Цель работы – выявить закономерности и особенности распределения тяжелых металлов в разрезе донных отложениях озера Озерявки.

В рамках полевого этапа проводился отбор проб донных отложений при помощи пробоотборника ГОИН-1.5. Он позволяет отобрать колонку отложений до глубины 1.5 м без нарушения структуры колонки. Пробы отбирались через каждые 10 см колонки или при выраженной смене слоев (по фракции отложений, цвету и тд.) (Подлипский, Зеленковский, 2015). Всего было отобрано 4 колонки в разных частях озера (рис. 1; справа), суммарно – 46 проб (Иванюкович и др., 2016; Терехова и др., 2016).

Для получения данных о валовом содержании тяжелых металлов в каждой пробе было проведено исследование с применением рентгенфлуоресцентного метода на аппарате AP-104. Результатом анализа стало валовое содержание таких химических элементов, как Zn, Pb, Cr, Ni, Cu и As.

Для наглядного отображения результатов были построены графики распределения по глубине отложений каждого из исследуемых металлов. На графиках серым цветом представлены концентрации металла в каждой отдельной колонке, зеленым – среднее содержание металла на каждой глубине, красным отображено медианное значение, которое было рассчитано ранее по результатам анализа более чем 70 проб.

Основываясь на данном графическом построении возможно сделать вывод о двух типах распределения тяжелых металлов в отложениях по глубине.

Первый, характерный для Pb и Zn, имеет следующую особенность: увеличение концентрации металла в верхней части отложений, а также их содержание резко увеличивается на глубине отложений 50-60 см (рис. 2; слева). Это может свидетельствовать о том, что в определенный момент времени эти металлы начали поступать в донные отложения, что может быть приурочено к наличию следов антропогенного влияния. Помимо этого, на обозначенной глубине отложений происходит увеличение плотности отложений и уменьшение их обводненности, что также может способствовать концентрации металлов.

Второй тип накопления характерен для Cu, Ni, Cr (рис. 2; справа), концентрации этих

металлов в колонках имеют схожее распределение. Такой тип характеризуется тем, что концентрации практически не изменяются с глубиной колонки и близки к медианным значениям по каждому металлу для данного водоема. Это говорит о том, что привнесения таких тяжелых металлов из-за антропогенного воздействия практически не происходит, поэтому их распределение в колонках донных отложений можно считать близким к естественному.

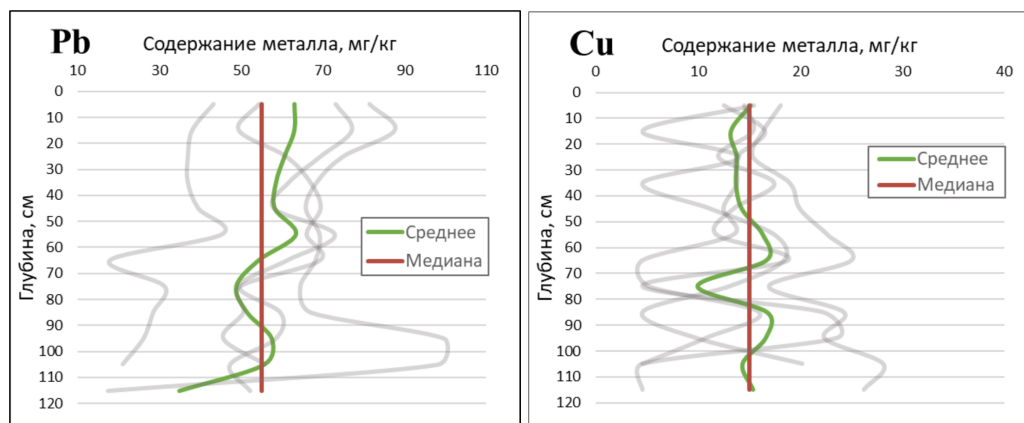


Рисунок 2. Содержание Pb (слева) и Cu (справа) в донных отложениях.

Отдельного упоминания заслуживает распределение в колонках As. Ранее (Алексеева и др., 2022) в пробах на разных озерах парка концентрации данного металлоида не превышали порога чувствительности прибора (5 мг/кг). Лишь в одной колонке №2, его концентрации в некоторых пробах оказались значимыми.

Особенностью данной колонки является наличие границы раздела по гранулометрическому составу. Большая часть колонки представляет собой илистую фракцию до глубины 110 см, и на этой глубине происходит резкая смена фракции на песчанистую. Именно на границе раздела по гранулометрическому составу наблюдаются повышенные концентрации мышьяка (до 39 мг/кг) (рис.3).

Было установлено, что в данной колонке некоторые тяжелые металлы (Pb, Zn), а также As, имеют тенденцию к накоплению на границе раздела по гранулометрическому составу. Другие металлы (Cu, Ni, Cr), напротив, не накапливаются, однако для всех исследуемых металлов характерно резкое понижение их концентраций на глубине 110-120 сантиметров при смене фракции осадка. Данные закономерности распределения и смена гранулометрического состава позволяют сделать вывод о наличии на глубине отложений на этом участке озера геохимического барьера. В дальнейшем планируется более детальное изучение данного барьера с применением иных методов анализа.

Распределение ТМ в разрезе колонки донных отложений имеет неоднородный характер. Содержание Zn и Pb увеличивается в верхней части, что, предположительно, объясняется их

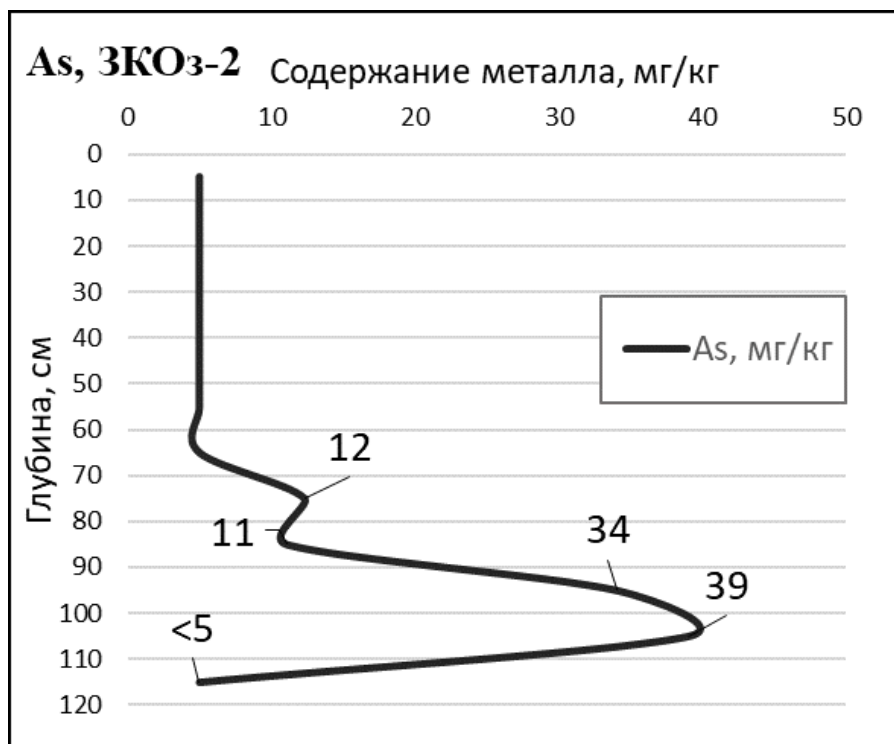


Рисунок 3. Содержание мышьяка в стратифицированной колонке №2.

поступлением в результате хозяйственной деятельности человека. Концентрации остальных металлов (Cu, Ni, Cr) при этом практически не изменяются в разрезе колонки, что говорит о преимущественно естественных причинах их накопления в донных отложениях.

В одной из колонок обнаружены повышения концентрации As на геохимическом барьере. Факт накопления мышьяка в концентрациях до 39 мг/кг говорит о необходимости особого наблюдения за его распределением в донных отложениях и выявлении возможного источника поступления данного металлоида.

Список литературы

- Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Богданов Т.В., Малкова Ю.Л. Закономерности пространственного распространения тяжелых металлов в донных осадках некоторых озер национального парка «Себежский» // Сборник трудов XVI международной практической конференции «Система управления экологической безопасностью». УРФУ, Екатеринбург. 2022. С. 251-256.
- Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Проблемы регулирования деятельности хозяйствующих субъектов при разработке месторождений полезных ископаемых в границах особо охраняемых природных территорий // Вестник Санкт-Петербургского университета. Серия 7. Геология. География. 2016. №3. С. 60-74.
- Иванюкович Г.А., Зеленковский П.С., Дуброва С.В. Статистический анализ загрязнения террито-

рии при экогеологическом картографировании // Экология и промышленность России. 2016. Т. 20. №1. С. 37-41.

Подлипский И.И., Зеленковский П.С. Методика проведения эколого-геохимической оценки состояния донных отложений озера Сапшо (национальный парк «Смоленское Поозерье») // В сборнике: Школа экологической геологии и рационального недропользования - 2015. Материалы пятнадцатой межвузовской молодежной научной конференции. 2015. С. 52-57.

Терехова А.В., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Разработка сети пробоотбора для комплексного эколого-геологического мониторинга территории национального парка «Смоленское Поозерье» // Природа и общество: в поисках гармонии. 2016. №2. С. 150-155.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ СТАВРОЛИТСОДЕРЖАЩИХ ПОРОД СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ

Борисова Е.Б.^{1,2*}, Балтыбаев Ш.К.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st047182@student.spbu.ru

²Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, наб. Макарова, д. 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия

Ставролит является одним из важнейших «индекс-минералов» высокоглиноземистых пород, преимущественно метапелитов, закономерное появление которого в узком температурном интервале позволяет выделить в зонально-метаморфизованных комплексах ставролитовую (ставролит-андалузитовую) зону, соответствующую области низкотемпературной амфиболитовой фации метаморфизма. Примером зонально-метаморфизованного комплекса служит территория Северного Приладожья (Южная Карелия), где широко развиты ставролитсодержащие породы, представляющие собой части разреза палеопротерозойских метаморфизованных осадков ладожской серии (Балтыбаев и др., 2000, Алексеев и др., 2020).

В Северном Приладожье развит высокоградиентный метаморфизм андалузит-силлиманитового типа, где зона ставролита выделяется между изоградой ставролита, отделяющей ее от зон более низкого метаморфизма, и изоградой силлиманита, отделяющей ее от зон более высокого метаморфизма (Великославинский, 1972). Ставролитовая зона занимает значительную территорию: от 25 км западнее оз. Б. Янисъярви до 3 км на востоке, в районе западного контакта Салминского массива рапакиви.

Для характеристики метаморфического флюида среднетемпературной ставролитовой

зоны Северного Приладожья было проведено изучение флюидных включений в кварце из синметаморфических жил пород ладожской серии. Помимо знания состава флюида, который по данным изучения оптически видимых флюидных включений принимается за углекислотно-водный (Балтыбаев и др., 2000), важна информация о плотности CO_2 во включениях, которая в свою очередь является зависимой функцией от P-T условий метаморфизма. Благодаря этому определение плотности CO_2 является важным независимым методом оценки P-T условий минералообразования.

Флюидные включения в кварцевых пластинках изучались при помощи рамановского спектрометра Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 в РЦ СПбГУ «Геомодель». Рамановская спектроскопия (Raman, Krishnan, 1928) представляет собой неразрушающий метод, который используется для диагностики и анализа жидких и газообразных соединений, твердых минеральных фаз и растворенных веществ в жидких включениях. Предполагается, что флюидные включения в синметаморфических кварцевых жилах из метапелитов ладожской серии отражают состав метаморфического флюида.

По специфическому спектру CO_2 можно определить плотность углекислоты во включении. Рамановский спектр молекулярного CO_2 показывает две сильные полосы при 1285 и 1388 см^{-1} и две слабые полосы ниже 1285 и выше 1388 см^{-1} . Также в спектре наблюдается небольшой пик при 1370 см^{-1} , относящийся к $^{13}\text{CO}_2$. Две сильные полосы появляются из-за резонансного эффекта, предложенного Э. Ферми в 1931 г. для объяснения дублетной структуры в области симметричного валентного колебания CO_2 . Расстояние между дублетом Ферми пропорционально плотности жидкости, чем больше это расстояние, тем больше плотность. Плотность CO_2 можно определить в диапазоне от 0.1 до 1.24 г/см^3 с точностью около 5% (Frezzotti et al., 2012).

Было проанализировано 10 образцов, отобранных из разных мест в пределах всей среднетемпературной ставролитовой зоны. Рамановские спектры газовой части включений, относительные концентрации газов в смесях и плотность углекислоты некоторых образцов показаны на рисунке 1. По составу можно выделить 3 типа включений: преимущественно углекислотные с небольшой примесью других газов, чистые метановые и преимущественно азотные с примесями метана и водорода. Далее приведены описания составов включений для представительных образцов.

Во включениях в образце Б-19-315 в составе газов преобладающую роль играет CO_2 92–94%, также имеются примеси азота 5–6% и метана 1–1.5%. В некоторых включениях была зафиксирована только H_2O . Плотность CO_2 была определена в интервале 0.58–0.82 г/см^3 .

Состав газов во включениях в образце Б-05-177 практически полностью углекислотный

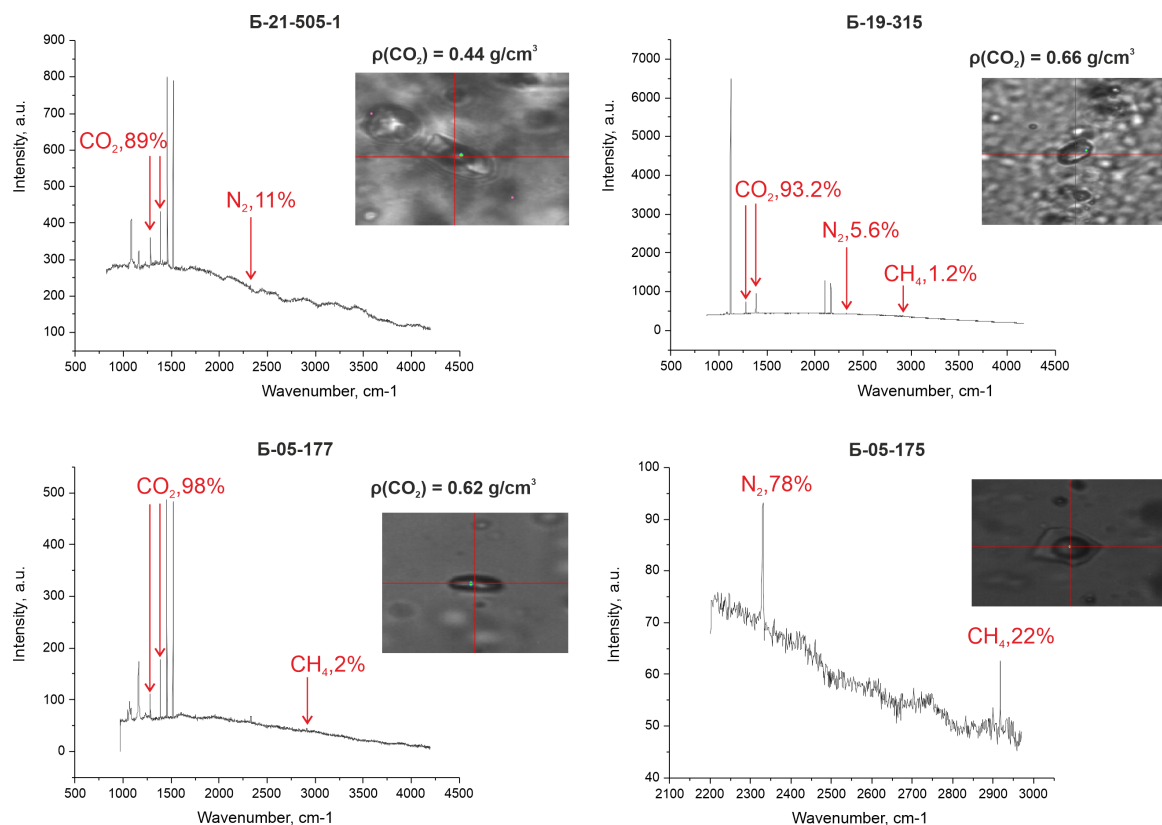


Рисунок 1. Рамановские спектры газовой части флюидных включений в кварце из синметаморфических жил ставролитовой зоны.

CO₂ 98-100% с небольшой примесью метана 0.3–2%. Плотность CO₂ была определена равной 0.42 и 0.62 г/см³. Также было зафиксировано интересное трехфазное углекислотное включение: внутренняя область с плотностью CO₂ 0.27 г/см³, центральная область с более высокой плотностью CO₂ 0.67 г/см³, а во внешней области присутствуют растворенные в воде ионы HCO₃⁻ и CO₃²⁻. Помимо углекислотных был обнаружен ряд чистых метановых включений.

В нескольких образцах (напр., обр. Б-22-524) зафиксированы преимущественно азотные N₂ 68.5–84% включения с CH₄ 11–26.5% и небольшой примесью H₂ 5%.

Ввиду того, что плотность CO₂ в газовой-жидких включениях является функцией, зависящей от P-T условий захвата включения, можно рассчитать один из параметров, зная два других. Для включений из пород всей ставролитовой зоны фиксируются разные значения плотности CO₂, где минимальное значение 0.44 г/см³, а максимальное - 0.82 г/см³.

Принимая температуру метаморфизма среднетемпературной зоны зонально-метаморфизованного комплекса Северного Приладожья равной от 500°C до 600°C, можно заключить, что при полученных значениях плотности CO₂ флюидное давление соответствует интервалу 1-3 кбар. Приведенные значения давления мы принимаем как заниженные, т.к. по литературным данным (Балтыбаев и др., 2000) давления метаморфизма в изучаемом ком-

плексе должны были быть выше – около 4-5 кбар. Причинами занижения значений давления могли послужить неучтенные компоненты, которые кроме CO_2 могли быть в проанализированном флюидном включении. Например, если при образовании включения ранее также была захвачена вода, при ее присутствии плотность CO_2 была бы выше, и, следовательно, были бы более высокие давления. Также не исключено, что нами были проанализированы включения регрессивного этапа метаморфизма, который характеризуется пониженными P-T условиями.

Выводы. Флюидные включения ставролитовой зоны Северного Приладожья по составу представлены тремя типами: преимущественно углекислотные (CO_2 83–98%, N_2 5–7%, CH_4 0.3-2%), метановые (CH_4 100%) и азотные с примесями (N_2 68–84%, CH_4 11–28%, H_2 до 5%). Распределение этих компонентов флюида неоднородно в разных частях ставролитовой зоны. Плотность CO_2 во включениях позволяет рассчитать давление минералообразования в пределах 1-3 кбар, что, предположительно, соответствует барическому режиму регрессивной стадии метаморфизма пород ставролитовой зоны.

Список литературы

- Алексеев И.А., Амантов А.В., Амантова М.Г., Бабичев А.В., Балтыбаев Ш.К., Бугаенко И.В. Ладжская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) // Отв. ред. Н.В. Шаров, Петрозаводск: Изд-во КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннит Приладожья // СПб: СПбГУ, 2000. 198 с.
- Великославинский Д.А. Сравнительная характеристика регионального метаморфизма умеренных и низких давлений // Л.: Наука, 1972. 190 с.
- Frezzotti M.L., Tecce F., Casagli A. Raman spectroscopy for fluid inclusion analysis // Journal of Geochemical Exploration, 2012. V. 112. P. 1–20.
- Raman C.V., Krishnan K.S. The optical analog of the Compton effect // Nature, 1928. V. 121. 711 p.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ Са-ХЛОРСИЛИКАТНЫХ ФАЗ ИЗ ГОРЕЛЫХ ОТВАЛОВ ЧЕЛЯБИНСКОГО УГОЛЬНОГО БАССЕЙНА

Бражникова А.С.^{1,*}, Золотарев А.А.¹, Бочаров В.Н.¹, Шиловских В.В.¹, Рассомахин М.А.²,
Кривовичев С.В.^{1,3}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st084249@student.spbu.ru

²Южно-Уральский ФНЦ Минералогии и Геоэкологии УрО РАН, Ильменский заповедник, к.1, Миасс, 456317, Россия

³Кольский научный центр РАН, ул. Ферсмана, 14, Апатиты, 184209, Россия

В рамках проекта, посвященного исследованию кристаллохимических особенностей техногенных минералоподобных фаз, образовавшихся в специфических условиях горелых отвалов Челябинского угольного бассейна, нами были изучены две Са-хлорсиликатные фазы, названные Б.В. Чесноковым и соавторами «ритмитом» и «альбовитом» (Чесноков и др., 2008).

Изначально фаза «ритмит» была описана в отвалах шахты №45 и определена как островной хлорсиликат кальция с формулой $\text{Ca}_4[\text{SiO}_4]_2 \cdot 3\text{CaCl}_2$ (Чесноков и др., 1994). По данным Чеснокова и соавторов образование «ритмита» в горелых отвалах происходило при высоких температурах 800-1000°C в резко восстановительных условиях и при значительной роли хлористых газов (Чесноков и др., 1994).

Эмпирическая формула исследованного нами образца «ритмита» имеет следующий вид $\text{Ca}_{29}(\text{SiO}_4)_8\text{Cl}_{26}$, что хорошо согласуется с полученными впервые для данной фазы структурными данными.

Спектр комбинационного рассеяния «ритмита» схож со спектрами кальциевых ортосиликатов, основные полосы которых соответствуют главным: симметричным, ассиметричным и деформационным колебаниям $[\text{SiO}_4]^{4-}$ группы, а также колебаниям кальциевых полиэдров (Dowty, 1987; Frost et al., 2007; Onac et al., 2006).

«Ритмит», $\text{Ca}_{29}(\text{SiO}_4)_8\text{Cl}_{26}$, кристаллизуется в пространственной группе *Pnma*, параметры элементарной ячейки: $a = 17.081(1) \text{ \AA}$, $b = 15.103(1) \text{ \AA}$, $c = 13.286(1) \text{ \AA}$, $V = 3427(5) \text{ \AA}^3$. Структура «ритмита» представляет собой плотный каркас, в котором можно выделить 10 независимых позиций Са: семь из которых образуют полиэдры совместно с атомами кислорода и хлора, одна только с атомами кислорода и две позиции окружены исключительно атомами Cl. Данный каркас состоит из связанных через общие вершины, грани и ребра полиэдров кальция и изолированных кремнекислородных тетраэдров.

Методом монокристалльной высокотемпературной рентгенографии было установлено, что при нагревании «ритмит» устойчив примерно до температуры 627°C (900 K). Кристалли-

ческая структура «ритмита» расширяется анизотропно в плоскостях ab и bc и практически изотропно в плоскости ac ($\alpha_{11} = 14.6(1)$, $\alpha_{22} = 20.5(4)$, $\alpha_{33} = 15.0(3)$, $\alpha_V = 50.1$, ($\times 10^6 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$), комнатная температура). Максимальное термическое расширение наблюдается вдоль направления $[010]$.

Минералоподобная фаза «альбовит» была описана на терриконах шахты №42 и определена как островной хлорсиликат кальция с формулой $\text{Ca}_2[\text{SiO}_4]\text{CaCl}_2$ (Чесноков и др., 1993). По данным Чеснокова и соавторов образование «альбовита» в горелых отвалах происходило в процессе реакции кварца и карбонатной массы в условиях температур порядка 800°C и присутствии хлористых газов (Чесноков и др., 1993). Техногенная фаза «альбовит» является аналогом синтетического соединения $\text{Ca}_3[\text{SiO}_4]\text{Cl}_2$, которое является метастабильной фазой в цементных клинкерах (Треушников и др., 1970). Кроме того, одна из полиморфных модификаций $\text{Ca}_3[\text{SiO}_4]\text{Cl}_2$ используется для иммобилизации галоидосодержащих отходов, образующихся при пирохимической переработке плутония (Gilbert, 2014, 2015).

Эмпирическая формула исследованного нами образца «альбовита» имеет следующий вид $\text{Ca}_{2.96}[(\text{Si}_{0.98}\text{P}_{0.03})\Sigma 1.01\text{O}_4]\text{Cl}_2$, что хорошо согласуется с идеальной формулой $\text{Ca}_3[\text{SiO}_4]\text{Cl}_2$.

Спектр комбинационного рассеяния «альбовита» схож со спектром «ритмита» и основные полосы фазы также соответствуют главным: симметричным, ассиметричным и деформационными колебаниям $[\text{SiO}_4]^{4-}$ группы, а также колебаниям кальциевых полиэдров (Dowty, 1987; Frost et al., 2007; Onac et al., 2006).

«Альбовит», $\text{Ca}_3\text{SiO}_4\text{Cl}_2$, кристаллизуется в пространственной группе $P2_1/c$, параметры элементарной ячейки: $a = 9.8367(6) \text{ \AA}$, $b = 6.7159(4) \text{ \AA}$, $c = 10.8738(7) \text{ \AA}$, $\beta = 105.735(6)^\circ$, $V = 691.43(8) \text{ \AA}^3$. В основе кристаллической структуры «альбовита» лежат Са-силикатные псевдослои, которые параллельны плоскости (100) и разделены атомами Cl. При нагревании структура «альбовита» стабильна примерно до температуры 660°C . Кристаллическая структура расширяется анизотропно ($\alpha_{11} = 22.7(3)$, $\alpha_{22} = 18.7(2)$, $\alpha_{33} = 12.4(1)$, $\alpha_a = 22.1(3)$, $\alpha_c = 14.8(3)$, $\alpha_V = 53.8$, ($\times 10^6 \text{ } ^\circ\text{C}^{-1}$); $\mu_{a1} = 13.4$ и $\mu_{c1} = 29.2^\circ$, для 100°C), направление максимального теплового расширения примерно параллельно вектору $(a-c)$, т.е. направлению $[-101]$. Такой характер расширения может быть объяснен сдвиговыми деформациями, часто наблюдаемыми для моноклинных структур. Наличие псевдодвумерных Са-силикатных слоев в кристаллической структуре «альбовита» хорошо согласуется с гипотезой сдвиговых деформаций. Так для слоистых структур расширение обычно максимально вдоль направления, перпендикулярного плоскости слоев, при этом угол β уменьшается с ростом температуры. Если расширение сопровождается сдвиговой деформацией (т. е. сдвигом или «скольжени-

ем» слоев относительно друг друга), то угол β увеличивается с ростом температуры. Именно такое термическое расширение наблюдается для «альбовита». Таким образом, термическое поведение кристаллической структуры можно рассматривать как комбинацию сдвига и расширения, в результате чего направление максимального расширения оказывается не перпендикулярным, а наклонным относительно плоскости Са-силикатного слоя.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 23-27-00147, <https://rscf.ru/project/23-27-00147/>. Исследования проведены с использованием оборудования РЦ «РДМИ» и «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

Список литературы

- Треушников Е.Н., Илюхин В.В., Белов Н.В. Кристаллическая структура метастабильной фазы цементного клинкера Са-хлорортосиликата $\text{Ca}_3[\text{SiO}_4]\text{Cl}_2$ // Докл. Ан. СССР. 1970. В. 193. С. 1043–1051.
- Чесноков Б.В., Вилисов В.А., Баженова Л.Ф., Бушмакин А.Ф., Котляров В.А. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна // Минералы и минеральное сырье Урала. Сборник №2. 1993. С. 3–36.
- Чесноков Б.В., Вилисов В.А., Бушмакин А.Ф., Котляров В.А., Белозуб Е.В. Новые минералы из горелых отвалов Челябинского угольного бассейна // Минералы и минеральное сырье Урала. Сборник № 3. 1994. С. 3–34.
- Чесноков Б.В., Щербакова Е.П., Нишанбаев Т.П. Минералы горелых отвалов Челябинского угольного бассейна / Миасс: ИМин УрО РАН, 2008. – 139 с.
- Dowty E. Vibrational interactions of tetrahedra in silicate glasses and crystals // Physics and Chemistry of Minerals, 1987. V. 14. P. 80–93.
- Frost R.L., Palmer S.J., Bouzaid J.M. and Reddy B.J. A Raman spectroscopic study of humite minerals // Journal of Raman Spectroscopy, 2007. V. 38. P. 68–77.
- Gilbert M.R. Site selectivity of dopant cations $\text{Ca}_3(\text{SiO}_4)\text{Cl}_2$ // Journal of Physics and Chemistry of Solids, 2014. V. 75. P. 1004–1009.
- Gilbert M.R. Charge compensation in trivalent doped $\text{Ca}_3(\text{SiO}_4)\text{Cl}_2$ // MRS Online Proceeding Library, 2015. V. 1744. P. 113–118.
- Onac B.P., Effenberger H., Ettinger K., Panzaru S.C. Hydroxyllellstadite from Cioclovina cave (Romania): microanalytical, structural, and vibrational spectroscopy data // American Mineralogist, 2006. V. 91. P. 1927–1931.

СОСТАВ ОБЛОМКОВ КОНГЛОМЕРАТОВ ОТУКДАШСКОЙ СВИТЫ СИЛУРА СИСТИГХЕМСКОГО ПРОГИБА ТУВЫ

Булгакова Д.Д.^{1,2*}, Летникова Е.Ф.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. Академика Коптюга, 3,
Новосибирск, 630090, Россия, *ddarrelly@gmail.com

² Новосибирский государственный университет, ул. Пирогова, 1, г. Новосибирск, 630090, Россия

В северо-восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП) в геологических комплексах его Тувинского сегмента широко распространены разновозрастные структуры, образованные в результате проявлений нескольких этапов тектогенеза. Среди этих комплексов выделяются: микроконтиненты и составные террейны с позднедокембрийским-палеозойским чехлом (Тувинно-Монгольский микроконтинент), палеозойские островодужные террейны (Хамсаринский, Уюкский, Каахемский, Таннуольский), турбидитовые террейны, осадочные комплексы раннепалеозойских (Хемчикский, Систигхемский прогибы) и позднепалеозойских бассейнов (Тувинский прогиб) (Parfenov et al., 2003).

Предметом исследования являются базальные конгломераты отложений силура, локализованные в пределах Систигхемского коллизионного прогиба (левобережье р. Баян-Кол), как источник информации о составе пород питающих провинций, представленных на эрозионной поверхности в то время. Считается, что к этому времени были завершены все тектонические перестройки в этой части ЦАСП (Зоненшайн и др., 1990), прекратился вулканизм, связанный с эволюцией кембро-ордовикских островодужных террейнов и, исходя из современных представлений, силурийский период является амагматичным (Руднев, 2013). Таким образом, при изучении обломочной части конгломератов будет получена информация о составе пород, слагающих сложно построенное тектоническое сооружение северо-восточной части Тувинского сегмента ЦАСП, в составе эродируемой суши в начале силура.

Итак, образования отукдашской свиты (S_{1ot}) составляют базальный горизонт силура и сложены лилово-бурыми крупно- и среднегалечными конгломератами с прослоями гравелитов и грубых полимиктовых песчаников. Находки органических остатков отсутствуют. Выше по разрезу согласно залегают отложения карасугской свиты (S_{kr}), сложенной разнозернистыми полимиктовыми и туфогенными сероцветными песчаниками с прослоями гравелитов и алевролитов с остатками брахиопод. Далее представлены породы актагской свиты (S_{ak}), сложенной сероцветными известняками, мергелями, алевролитами, также с ископаемыми брахиоподами. Венчают разрез породы ойкуркакской свиты, представленные лилово-бурыми песчаниками с прослоями алевролитов. Силурийские отложения залегают с резким угловым несогласием на образованиях нижнего кембрия – на баянкольской свите (ϵ_{1bn}) и несоглас-

но перекрываются отложениями нижнего девона. Взаимоотношения силура и ордовика не установлены в связи с их пространственным разобщением (Государственная..., 1963).

Следует отметить, что строение и состав отукдашкской свиты – базальной части силурийского разреза в этой части Систигхемского прогиба кардинально отличается от типовых разрезов силурийской системы Центральной Тувы, где отложения представлены прибрежно-морскими карбонатными породами, песчаниками и алевролитами с многочисленными находками брахиопод и конодонтов (Сенников, 2019).

В ходе полевых работ в 2023 году в коренном обнажении была изучена нижняя часть разреза отукдашкской свиты в междуречье Баян-кол-Карасуг (правые притоки р. Енисей). Было установлено переслаивание трех горизонтов конгломератов, кварц-полевошпатовых песчаников и туфов, о последних упоминания в литературных источниках не обнаружено. В общих чертах наблюдается следующее строение: слой красноцветных песчаников с косой слоистостью, первый горизонт валунных конгломератов, слой серовато-зеленых песчаников с линзой, сложенной галькой, прослой бордовых туфов, второй горизонт конгломератов, обломки которого представлены в равном количестве гальками и валунами, прослой бордовых туфов, слой песчаников, прослой туфов, третий горизонт конгломератов с обломками галечной размерности, массивные песчаники. Из каждого конгломератового горизонта было изучено по 100 валунов и проведена их типизация. Также в полевых условиях было выявлено, что матрикс конгломератов предположительно вулканомиктовый, обломки конгломератов не сортированы и вверх по разрезу заметно уменьшается их размерность.

Исходя из полевого, петрографического и петрохимического изучения отобранного каменного материала, среди обломочной части конгломератов установлены плутонические (~40%) и вулканические породы (~60%). На основе исследования петротипов интрузивных пород установлено, что во всех трех горизонтах наиболее распространены обломки лейкогранитов с варьирующими содержаниями K_2O , FeO , MgO . Так, из первого горизонта они низкокалиевые, железистые, из второго – низко-/высококалиевые, железистые, и, наконец, из третьего – низко-/высококалиевые, магнезиальные и железистые. Такая вариация состава свидетельствует о нескольких источниках сноса обломков лейкогранитов, вероятно имеющих различное происхождение.

Среди менее распространенных обломков пород во всех трех горизонтах присутствуют гранодиориты, однако во втором горизонте они высококалиевые, а в третьем низкокалиевые, но в обоих случаях железистые. Иной состав имеют обломки гранодиоритов первого горизонта, который характеризует их как умереннокалиевые магнезиальные. Во второстепенных породах также прослеживается некая общность, выражающаяся в присутствии низ-

кокалиевых железистых гранитов во втором горизонте и умереннокалиевых магнезиальных гранитов – в третьем. Интересной находкой являются обломки монцогаббро и монцонитов, локализованные в первом и втором горизонте, соответственно. Это позволяет заключить о том, что кроме нормально-щелочных источников сноса преобладали комплексы с повышенной щелочностью. Стоит отметить широкое распространение среди обломков кварцевых диоритов с вариациями содержаний K_2O , FeO , обнаруженных лишь в первом горизонте и являющиеся, своего рода, экзотическими породами среди обломков конгломератов отукдашской свиты.

В соответствии с результатами, полученными в ходе петрохимического анализа вулканических пород, можно заключить, что среди первого и второго конгломератовых горизонтов наибольшим распространением пользуются низкокалиевые железистые дациты, однако в первом установлены умереннокалиевые магнезиальные разности. Стоит отметить, что в третьем также присутствуют обломки дацитов, только в подчиненном количестве и характеризуются пониженными содержаниями K_2O и повышенным FeO . Обломки андезитов встречаются в валунных и галечных конгломератах этой свиты, по составу они схожи – низкокалиевые магнезиально-железистые.

Среди менее распространённых обломков пород в первом горизонте преобладают низко-/умереннокалиевые магнезиальные риодациты, а во втором и третьем горизонтах – риолиты низкокалиевого, железистого состава. Незначительное количество обломков риолитов также найдено в первом горизонте, но их состав отличается высокой магнезиальностью. Так же, как и среди обломочной части интрузивных пород, во всех конгломератах присутствуют валуны вулканитов повышенной щелочности. Данные разности представлены обломками трахиандезитов, обнаруженными в валунных и валунно-галечных конгломератах, состав которых весьма различен, – в первом случае они высококалиевые магнезиальные, а во втором – умереннокалиевые железистые. В третьем галечном горизонте конгломератов присутствуют обломки умереннокалиевых трахиандезибазальтов с повышенными показателями магнезиальности. В числе редко встречающихся пород среди обломков конгломератов можно выделить низкокалиевые железистые и магнезиальные андезибазальты из первого и второго горизонтов, соответственно, а также низкокалиевые магнезиальные базальты из второго.

В кембрийских конгломератах баянкольской свиты широко распространены обломки лейкогранитов рифейского и вендского возрастов (Бродникова и др., 2022). Их петрохимические особенности подобны таковым в валунах лейкогранитов, встречающихся во всех изученных конгломератах отукдашской свиты. Возможно, в дальнейшем мы сможем установить для них единый источник этого обломочного материала. Источником кварцевых диори-

тов могли послужить раннепалезойские породы Коптинского и Зубовского массивов северо-востока Тувы (Руднев, 2013). Других аналогов пород возможных источников обломочного материала на современном срезе в настоящий момент не установлено. Возможно, они эродированы или перекрыты более молодыми осадками. Экзотическими источниками являются досилурийские породы повышенной щелочности, присутствие которых в изучаемом районе не предполагается в свете современных тектонических представлений.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант 22-77-10069.

Список литературы

- Бродникова Е.А., Ветров Е.В., Летникова Е.Ф., Иванов А.В., Руднев С.Н. Позднерифейские и вендские гранитоиды в источниках сноса раннекембрийских грубозернистых пород ба-янской свиты Систигхемского прогиба Тувы // Геология и геофизика, 2022. Т. 63. №6. С. 783-800.
- Зоненшайн Л.П., Кузьмин М.И., Натанов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР. Том 1. - М.: Недра, 1990. – 328 с.
- Руднев С.Н. Раннепалеозойский гранитоидный магматизм Алтае-Саянской складчатой области и Озерной зоны Западной Монголии / Ред. Г.В. Поляков. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 2013. – 300 с.
- Сенников Н.В., Обут О.Т., Изох Н.Г., Родина О. А., Хабибулина Р. А., Киприянова Т. П. Региональная стратиграфическая схема силурийских отложений Тывы (новая версия) // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Сибири, 2019, № 8С. С. 106-134.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. М-6 1: 200 000. Серия Западно-Саянская. Лист М-46-IV. М., 1963.
- Parfenov L.M., Khanchuk A.I., Badarc G. et. al. Preliminary Northeast Asia geodynamics map. Scale 1:5,000,000. 2003, U.S. Geological Survey Open-File Report 03-205, 2 sheets.

ПАЛЕОЭКОЛОГИЯ И ТАФНОМИЯ БИОФАЦИЙ ВАЛДАЙСКОЙ СЕРИИ ВЕРХНЕГО ВЕНДА В РАЗРЕЗАХ ЗИМНИХ ГОР ЮГО-ВОСТОЧНОГО БЕЛОМОРЬЯ

Васильев А.Е.*, Гражданкин Д.В.

Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия, *a.vasilev10@g.nsu.ru

Разрезы валдайской серии венда Юго-Восточного Беломорья известны выдающимися количественным и таксономическим разнообразием ископаемых остатков, представленных

отпечатками и слепками мягкотелой вендской фауны исключительной степени сохранности (Гражданкин, 2004; Bobrovskiy et al., 2019). В то же самое время, органостенные микрофоссилии того же интервала распространения указывают на обратную тенденцию (Бурзин, 1993; Наговицин, Кочнев, 2015). В разрезах, которые охарактеризованы богатыми комплексами ископаемых мягкотелых организмов, как правило обнаруживается сравнительно малое количество остатков органостенных микрофоссилий, в отличие от вендской ископаемой микробиоты Доушаньто-Пертататакского типа, отложения которой в основном ассоциированы с разрезами, где отсутствуют ископаемые остатки макроорганизмов (Grazhdankin et al., 2020). Мною было проведено исследование с высоким стратиграфическим разрешением, направленное на выявление особенностей распределения и вариаций таксономического состава комплексов органостенных микрофоссилий в верховской свите по разрезу реки Солза, в пограничных отложениях верхневендских зимнегорской и ергинской свит, а также в ергинской свите, которые представляют особую информативность для изучения ископаемых мягкотелых организмов. Фоссилииеносные отложения характеризуют условия берегового склона. На границе зимнегорской и ергинской свит фации верхнего берегового склона (зимнегорская свита) резко переходят к фациям нижнего берегового склона (ергинская свита); затем в разрезе ергинской свиты, обладающем клиноформным строением, наблюдается постепенное изменение берегового склона с последующей заменой фаций нижнего берегового склона фациями среднего и верхнего берегового склона, а также фациями приливно-отливных равнин (McMahon et al., 2020).

В мацерате, извлеченном из слаболитифицированных глин при помощи щадящей методики, определены в большом количестве нитчатые осцилляториевые цианобактерии родов *Rugosopsis*, *Oscillatoriosis*, *Syphonoficus* и *Polytrichoides*, как одиночные трихомы, так и крупные фрагменты цианобактериального мата, часто имеющего политаксонный состав; в подчиненном количестве содержатся сферические акритархи рода *Leiosphaeridia*, присутствуют единичные находки предположительно водорослей *Majaphyton* и *Arctacellularia* (Янкаускас и др., 1989). Благодаря детальному отбору образцов, стало возможным подробно изучить изменения в комплексах микрофоссилий в разрезе. Анализ частотных диаграмм позволил выявить ряд интересных, прежде не известных закономерностей. Выявлено, что в мощных пачках, состоящих из тонких слоев глин, содержится небольшое количество органостенных остатков, в то время как наибольшее число таких остатков обнаружено в относительно тонких слоях глин, переслаивающихся с алевролитами и песчаниками, богатыми на ископаемые остатки мягкотелых организмов. Изученный палеонтологический материал позволил выделить три различные биофации.

Первая биофация характеризуется ископаемыми остатками беломорской мягкотелой биоты, богатым комплексом микрофоссилий, представленным как бентосом, так планктонными формами. На некоторых уровнях встречены единичные находки предположительно красных или бурых водорослей, склеритоподобные остатки. Еще одной важной характеристикой данной биофации является наличие крупных дерновин матобразующих цианобактерий, указывающих на автохтонное захоронение ориктоценоза микроорганизмов.

Вторая биофация также охарактеризована большим количеством бентосных и планктонных форм, как и в первой биофации. Аналогично имеются находки крупных фрагментов цианобактериального мата, что говорит об автохтонном типе захоронения ориктоценоза. Остатков мягкотелых организмов не обнаружено.

Третья биофация не содержит ископаемых остатков макрофауны и находок крупных фрагментов микробиального мата. Бентосные организмы представлены в большей степени обрывками нитей. Планктонные организмы этой биофации не отличаются уникальным таксономическим составом.

Для разъяснения причин распределения ископаемых организмов были предложены две гипотезы. Согласно первой, существует экологическая зависимость распределения мягкотелой фауны от наличия источника питания, представленного матобразующими организмами. Условия, способствующие обитанию мягкотелых организмов, вероятно, также способствовали распространению микробиальных бентосных сообществ. Эту гипотезу подтверждают новые результаты анализа биомаркеров в ископаемых остатках мягкотелых организмов из Белого моря. Обнаружены отпечатки вендобиионтов с сохраненными остатками органического материала, включающего фитостерол, присутствующий в клеточной мембране растений. Эти биомаркеры накапливаются только в специфических условиях метаболизма внутри кишечника эуметазой, что подтверждает источник питания *Kimberella* в виде микробиального материала на дне водоема (Bobrovskiy et al., 2022). Вторая гипотеза предполагает, что фоссилизация мягкотелых организмов и органостенной микробиоты происходила в одних и тех же условиях. Ранее предполагалась тафономическая приуроченность ископаемых остатков мягкотелых организмов (Маслов и др., 2019).

В отношении микрофоссилий было проведено дополнительное изучение тафономических условий захоронения и фоссилизации органостенных микроостатков. С помощью статистического анализа показана прямая зависимость распределения органостенных остатков от сохранности, нарушающаяся в отношении остатков микробиального мата на уровнях совместного нахождения с остатками мягкотелых организмов. Изучены особенности распределения групп микроорганизмов, как экологических, так и тафономических, в различных

фациях. Выявлен циклический характер распределения биофаций в разрезах исследуемого интервала. Дополнительно рассмотрена степень изменения сульфидной минерализации органических остатков в разрезе, найдены остатки предположительно сульфатредуцирующих бактерий рода *Zinkovioidea*. Эти факторы могут указывать как на наличие сульфатредукции в восстановительных условиях, так и на сероводородное заражение верхних толщ воды (Бурзин, 1993). Кроме того, проанализировано наличие корреляции, и возможной зависимости, между характером распределения остатков микро- и макрофауны, и содержанием пиритизированных остатков, и остатков сульфатредуцирующих бактерий.

Исследования проводятся в рамках Государственной программы «Выполнение фундаментальных научных исследований», проект № FWZZ-2022-0002. Работа производилась при поддержке и в рамках реализации проекта РНФ (проект № 23-17-00202).

Список литературы

- Бурзин М.Б. Микробные бентосные сообщества позднего венда // Проблемы доантропогенной эволюции биосферы, М.: Наука. 1993. – 282-293 с.
- Гражданкин Д.В. Тафономические и экологические особенности беломорской биоты венда. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. Москва.: Изд-во МГУ, 2004. 174 с.
- Маслов А.В., Гражданкин Д.В., Подковыров В.Н. Поздневендский котлинский кризис на Восточно-Европейской платформе: литогеохимические индикаторы среды осадконакопления // Литология и полезные ископаемые. 2019. № 1. С. 2-30.
- Наговицин К.Е., Кочнев Б.Б. Микрофоссилии и биофации вендской ископаемой биоты юга Сибирской платформы // Геология и геофизика. 2015. № 4. 748-760 с.
- Янкаускас Т.В., Михайлова Н.С., Герман Т.Н., Сергеев В.Н., Абдуазимова З.М., Белова М.Ю., Бурзин М.Б., Вейс Я.Ф., Волкова Н.Л., Головенко В.К., Григорьева Л.Е., Кирьянов В.В., Козлова Е.В., Колосов П.Н., Краськов Л.Н., Крылов И.Н., Лучинина В.А., Медведева А.А., Огурцова Р.Н., Пашквичене Л.Т., Пятилетов В.Г., Рудавская В.Л., Сиверцева И.А., Станевич А.М., Трещетенкова И.Л., Файзулина З.Х., Чепикова И.К., Шенфиль В.Ю., Шепелева Е.Д., Якшин М.С. Микрофоссилии докембрия / Под ред. Т.В. Янкаускас, И.С. Михайлова, Т.Н. Герман – Л., Наука, 1989. – 191 с.
- Bobrovskiy I., Krasnova A., Luzhnaya E., Brocks J.J. Simple sediment rheology explains the Ediacara biota preservation // Nature ecology & evolution, 2019. V. 3, P. 582-589.
- Bobrovskiy I., Nagovitsyn A., Hope J.M., Luzhnaya E., Brocks J.J. Guts, gut contents, and feeding strategies of Ediacaran animals // Current biology. 2022. V. 32, P. 1-8.

- Grazhdankin D.V., Nagovitsin K.E., Golubkova E.Yu., Karlova G.A., Kochnev B.B., Rogov V.I., Marusin V.V.* Doushantuo-Pertatataka-type acanthomorphs and stability of Ediacaran ecosystems // *Geology*, 2020. V. 48. P. 708-712.
- McMahon W.J., Liu A.G., Tindal B.H., Kleinhans M.G.* Ediacaran life close to land: coastal and shore-face habitats of the Ediacaran macrobiota, the central Flinders Ranges, South Australia // *Journal of Sedimentary Research*. 2020. V. 90, P. 1463-1499.

ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ И ГЕОХИМИЯ ЦИРКОНА ИЗ МАНГЕРИТ-ПОДОБНЫХ ПОРОД, САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ (КАРЕЛИЯ)

Васильев С.С.^{1,2*}, Конышев А.А.¹

¹Институт геологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185035, Россия

²Петрозаводский государственный университет, пр. Ленина, 33, Петрозаводск, 185910, Россия,

*rectorat@petrsu.ru

Анортозит-рапакивигранитный магматизм представляет собой интерес для научного сообщества как с фундаментальной, так и прикладной точек зрения. Фундаментальный - связан с тем, что данный тип магматизма имел наибольшее проявление 1-2 млрд лет назад, вероятно, маркируя собой определенный этап геологической эволюции нашей планеты (Ларин, 2011). Прикладной – связан с тем, что в подобных комплексах пород встречаются мангериты, с которыми связаны повышенные концентрации таких элементов, как Fe, Ti, P, Zr иногда достигающие промышленно значимых значений.

Мангериты отмечаются в составе Салминского батолита (Жданова, Березин, 2012; Васильев, Конышев, 2023) относящегося к анортозит-рапакивигранитному комплексу пород. Это тела небольшой мощности, до первых метров в поперечнике. Их форма и закономерности их распределения неясны. В бортах дорожной выемки по трассе Петрозаводск-Сортавала в районе нас. пункта Колатсельга обнаружено четыре подобных выхода. Состав пород на макрокомпоненты исследовался при помощи рентгенофлуоресцентного анализа на ARL ADVANT[®]X, а на рассеянные компоненты при помощи масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на квадрупольном масс-спектрометре Agilent 7900 по методике апробированной в ИГ КарНЦ РАН (Светов и др., 2023). В процессе изучения данных пород было обнаружено, что изучаемые породы обогащены железом (10-15 масс.% $\text{Fe}_2\text{O}_3^{\text{total}}$), титаном (1.1-1.6 масс.% TiO_2), магнием (0.8-1.3 масс.% MgO) и фосфором (0.22-0.4 масс.% P_2O_5) по сравнению с окружающими их выборгитами (2.5-6, 0.2-0.5, 0.2-0.5 и до 0.07 масс%, соответственно). Также, значительно отличаются и содержания некоторых микроэлементов, на-

пример Zr (2200 ppm) также превышает в несколько раз содержание Zr во вмещающих их выборгитах (400-700 ppm). Ни те ни другие породы не являются щелочными, чьи расплавы способны растворять большее количество Zr. Высокие содержания циркония (выше 1000 ppm) в мангеритах из других объектов отмечаются также другими авторами (Janasi, 1995; Seifert et al., 2010). Кроме циркона, при помощи исследования тяжелой фракции протолючек методом EPMA никаких других Zr-содержащих минералов не обнаружено. Циркон в гранитоидных породах нормальной щелочности является одной из ранних ликвидусных фаз и должен отражать ранние этапы её формирования, что также было подтверждено при изучении данных пород в работе Васильев и Кобышев, (2023). Для того, чтобы прояснить особенности формирования породы на ранних этапах было проведено изучение внутреннего строения и геохимии различных зон циркона из данной породы, что и стало предметом обсуждения в данной работе.

Циркон извлекался из образца породы AK260619-1 (см. её описание в Васильев и Кобышев (2023)) массой около 500 г. путём её распиливания при помощи дисковой пилы на 5 мм пластины с последующим их растворением во фтористоводородной кислоте без дополнительного нагрева. Зерна циркона для последующего изучения монтировались в шашки из эпоксидной смолы. Внутренняя зональность циркона изучалась при помощи монохроматической катодолюминесценции в диапазоне 185-850 нм на базе СЭМ Tescan Mira3. Всего подобным образом исследовано 30 зерен. Для изучения микроэлементного состава выделенных с помощью катодолюминесценции зон в цирконе - использовалась масс-спектрометрия вторичных ионов (Cameca IMS-4f). Всего было произведено 24 анализа, 21 из которых были признаны надежными.

Все исследованные зёрна циркона имеют размеры от 150 до 500 мкм в длину и от 100 до 150 мкм в ширину. Рассматриваемые кристаллы, как правило удлинённые, с хорошо проявленными гранями тетрагональной призмы, отношение длины к ширине в полностью целых зернах 0.3-0.4. Зональность зерен циркона, весьма разнообразна, однако, на основе исследованного материала можно сделать обобщение с выделением двух зон: внутренней и внешней (рис. 1). Внешняя зона представлена тонко полосчатой параллельной ростовой зональностью (осцилляторной), что характерно для циркона магматического генезиса. Внутренняя зона, как правило, более темная, часто с параллельными, чередующимися по интенсивности свечения зонами, однако линии этих зон не линейны и зачастую искривлены. Контакт между внутренней и внешней зоной иногда неровный, во внешней зоне на контакте, как правило, развита интенсивно светящаяся полоса. В зернах наблюдаются многочисленные включения других минералов (апатит, пирротин, ильменит), а также раскристаллизованные

силикатные расплавные включения. При этом, идентичные включения наблюдаются как во внутренних, так и во внешних зонах. Более детально минеральные ассоциации полиминеральных силикатных включений в цирконе из мангеритоподобных пород описаны в работе Васильев и Конышев (2023).

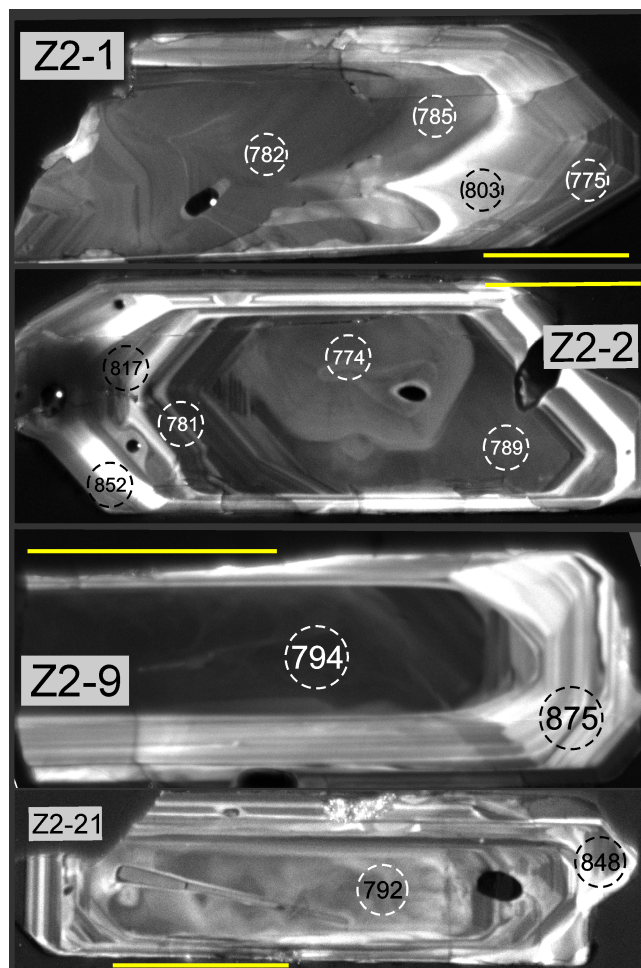


Рисунок 1. Изображения зерен циркона, полученные при помощи катодолюминесценции. Желтая горизонтальная линия - отрезок в 100 μm, пунктирный кружок - область в 25 μm, анализируемая SIMS, цифра в кружке - значение температуры в °C полученное по титановому геотермометру (Watson, Harrison, 1983).

Никаких значимых изменений в распределении микропримесей между внешней и внутренней зонами циркона не отмечено. Th/U отношение, как правило имеет тенденцию к плавному увеличению от центра к краевым частям зерна, среднее значение 0.41. Данное значение соответствует биотит амфиболовым гранитам и сиеногранитам Салминского батолита (Amelin et al., 1997). Нормированные на хондрит (Anders, Grevesse, 1989) содержания REE в центральных зонах демонстрируют более низкие значения, чем в краевых. По Ti геотермометру для циркона (Watson, Harrison, 1983), из допущения что $\alpha_{Ti}=1$, все определенные значения содержания Ti попадают в диапазон температур 750-880°C, при среднем значении для всех принятых надежными анализов ~ 800°C, для наружных зон эти значения, как

правило около 800°C и выше. По данным представленным в (Belousova et al., 2002) по микроэлементному составу данные цирконы соответствуют циркону из гранитоидных пород с SiO₂ 70-75%, в то время как порода по содержанию SiO₂ относится к средним (кварцевый диорит, 62.8% SiO₂).

Представленные данные показывают, что исследуемые цирконы и их наблюдаемые зоны образовывались в сходных условиях, при температурах характерных для кислого магматизма. Увеличение количества Ti во внешних зонах может быть объяснено увеличением его активности в системе в процессе роста, или явлениями смешения магм. В последнем случае, проявилось бы сильное различие в геохимии внутренних и внешних зон в кристаллах циркона, которое не характерно для исследованных зерен. Таким образом, этот сценарий кажется маловероятным. Прямые линии зональности иногда искажаются вокруг захваченных включений и становятся криволинейными, но этот эффект наблюдается лишь в непосредственной близости от включения. Объяснения для возникновения криволинейной параллельной зональности во всём объёме внутренней зоны, на данный момент не найдено. Резюмируя вышесказанное можно заключить, что в цирконе из рассмотренных пород записана информация о двух событиях, не сильно отразившихся на составе среды из которой рос циркон, однако повлиявших на различную зональность в нём. Интерпретация этих событий в настоящее время не ясна.

Работа производилась при поддержке и в рамках реализации проекта НИР 216 ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

- Васильев С.С., Конышев А.А.* Минеральные ассоциации полиминеральных силикатных включений в цирконе из мангерит-подобных пород, Салминский анортозит рапакивигранитный комплекс, Карелия. // Труды XXXIV молодёжной научной школы-конференции памяти К.О. Кратца и Ф.П. Митрофанова "Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Санкт-Петербург, 2023, стр. 42-45.
- Ларин А.М.* Граниты рапакиви и ассоциирующие породы (Наука, Санкт-Петербург, 2011). 406 с.
- Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженина С.Ю., Светова Е.Н., Конышев А.А.* Прецизионный ICP-MS анализ докембрийских горных пород: методика и оценка точности результатов // Труды Карельского научного центра РАН. 2023. № 2. С. 73–86 DOI: 10.17076/geo1755.
- Жданова В.С., Березин А.В.* Изучение пород на контакте с гранитами рапакиви Салминского массива // Труды Международной молодежной конференции «Науки о Земле и Цивили-

- зация», Том 1. Науки о Земле. Санкт-Петербург, Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2012.
- Amelin Y.V., Larin A.M., Tucker R.D.* Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: Implications for magmatic evolution. *Contrib. Mineral. Petrol.* 1997. 127. 353–368. 10.1007/s004100050285.
- Anders E.; Grevesse N.* Abundances of the elements: Meteoritic and solar. *Geochim. Cosmochim. Acta* 1989. 53. 197–214. DOI: 10.1016/0016-7037(89)90286-X.
- Belousova E.A., Griffin W.L., O'Reilly S.Y., Fisher N.I.* Igneous zircon: trace element composition as an indicator of source rock type// *Contrib Mineral Petrol* (2002) 143: 602–622.
- Janasi V.A.* Geochemical constrains on the mangerite "rapakivi" granite connection in the neoproterozoic São José Do Rio Pardo suite, southwestern Brazil // *Symposium on rapakivi granites and related rocks*. Belem, Brazil. 1995. pp. 42-43.
- Seifert K.E., Dymek R.F., Whitney P.R., Haskin L.A.* Geochemistry of massif anorthosite and associated rocks, Adirondack Mountains, New York // *Geosphere* 6(6). pp. 855-899.
- Watson E.B., Harrison T.M.* Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types, *Earth & Planet. Sci. Lett.*, 1983. 64 (2). 295-304.

АРХЕЙСКИЕ МЕТАБАЗИТЫ МИХАЙЛОВСКОЙ ГРАНИТ-ЗЕЛЕНОКАМЕННОЙ ОБЛАСТИ КУРСКОГО БЛОКА: ГЕОЛОГИЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ТИПИЗАЦИЯ

Вахнин В.Д.*, Савко К.А.

Воронежский государственный университет, Университетская пл., 1, Воронеж, 394018, Россия,

*vakhnin.vitalik@mail.ru

Архейские зеленокаменные пояса в пределах древних кратонов можно характеризовать как свидетельство ранних этапов эволюции Земли. Типичную гранит-зеленокаменную область (ГЗО) с широким развитием базитового магматизма (Savko et. al., 2021) представляет архейский кратон Сарматия, который также можно рассматривать как одно из таких свидетельств.

Михайловская ГЗО в Курском блоке Сарматии сложена metabазитами и метадацитами, ТТГ-ассоциацией гранитоидов и метаосадками, в том числе BIF (рис. 1). Ее образование происходило в период 2.96–3.12 млрд лет (Савко и др., 2018; 2019), и впоследствии породы ГЗО не подверглись высокотемпературному метаморфизму (Савко и др., 2004).

Метабазиты Михайловской ГЗО представлены амфиболитами зеленовато-серой до черной окраски, средне-, крупнозернистые, массивные, иногда с директивной текстурой. Структура лепидогранобластовая, нематогранобластовая. Минеральный состав (вес.%) плагиоклаз

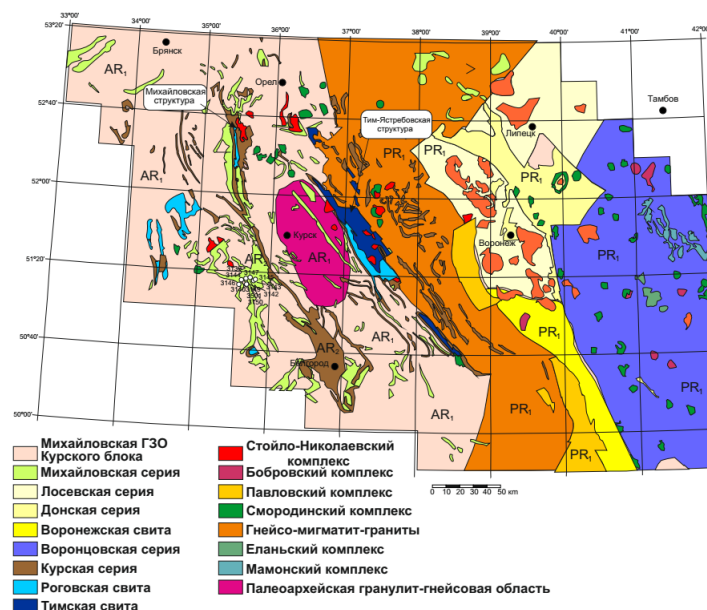


Рисунок 1. Схематическая геологическая карта Михайловской ГЗО Курского блока Восточной Сарматии: метабазиты, метадациты, метаосадки (включая BIF) – Михайловская серия (AR2), ТТГ-ассоциация гранитоидов – Палеоархейская гранулит-гнейсовая область (AR1).

– 35-55%, роговая обманка – 40-60%. Присутствуют кальцит, биотит, эпидот, кварц, апатит, мусковит. Рудная вкрапленность представлена магнетитом, сфеном.

По геохимическим характеристикам базиты Михайловской ГЗО относятся к базальтам и андезибазальтам (рис. 2) MORB и E-MORB типов. Точки составов базитов MORB типа попадают в основном в поле толеитовой серии, E-MORB – известково-щелочной.

Метабазиты MORB типа характеризуются положительными величинами $\varepsilon_{Nd}(T)$ (табл. 1), что свидетельствует о ювенильном характере их источников расплавов.

Таблица 1. Изотопно-геохимические характеристики метабазитов Михайловского ГЗО.

№/ Глу- бина	Минерал	Sm (мкг/г)	Nd (мкг/г)	$\frac{^{147}\text{Sm}}{^{144}\text{Nd}}$	$\frac{^{143}\text{Nd}}{^{144}\text{Nd}}$	T (млн лет)	ε_{Nd}	T-DM Gol
3149/ 343.5	метабазит	3.4251	12.1452	0.1705	0.5123	3120	4.0	–
3144/ 347	метабазит	1.2326	3.7345	0.1995	0.5127	3120	0.5	–

Базиты типа N-MORB Михайловского ГЗО характеризуются нефракционированными спектрами REE: $(\text{Gd/Yb})_n = (0.61 - 1.18)$. Базиты типа E-MORB Михайловского ГЗО демонстрируют фракционирование REE: $(\text{Gd/Yb})_n = (1.75 - 2.75)$. Поэтому два геохимических типа базальтов не являются продуктом дифференциации, а имели различные источники расплавов. Кумулаты базитовых расплавов характеризуются слабым фракционированием REE: $(\text{Gd/Yb})_n = (1.32 - 1.40)$.

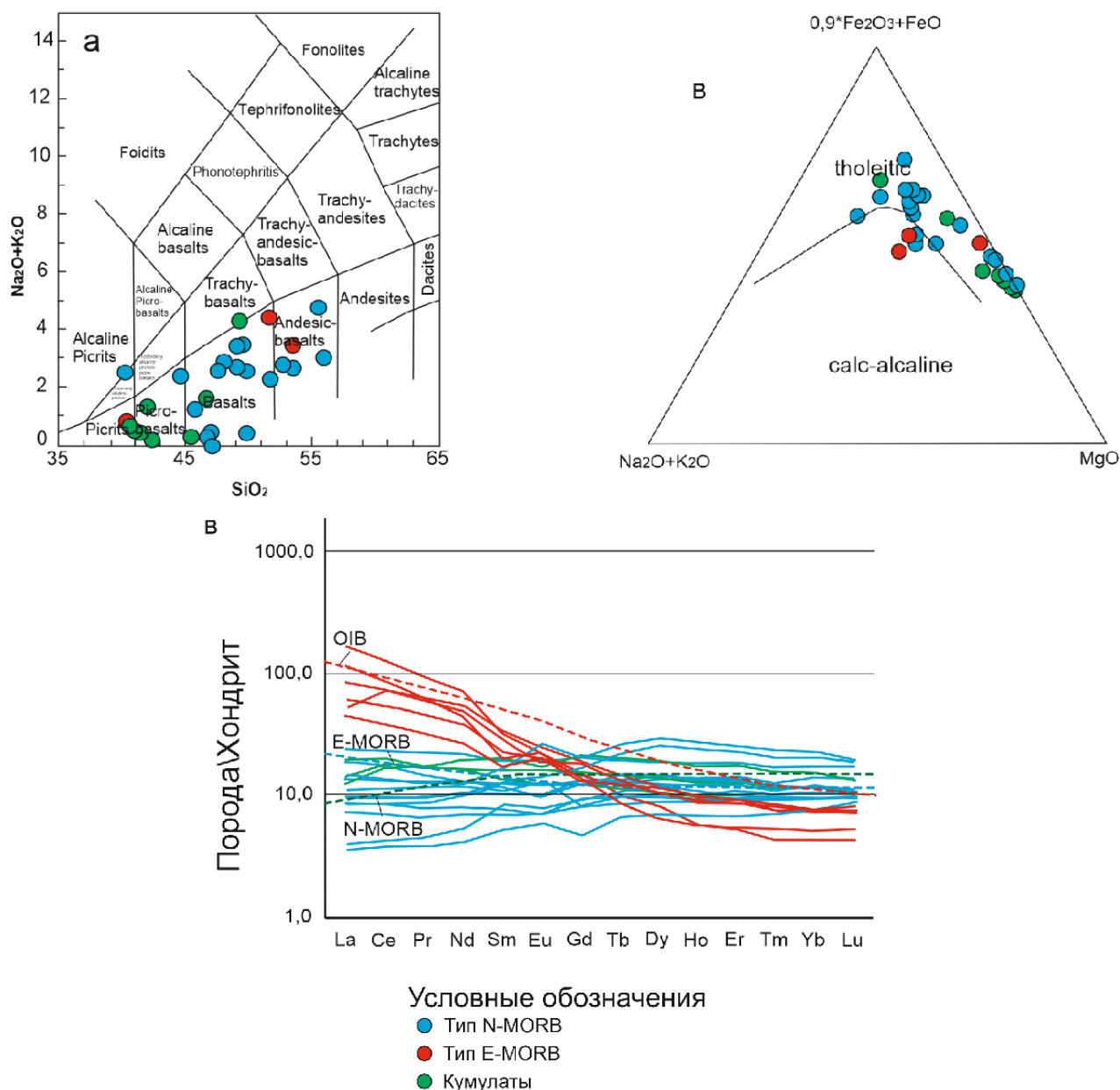


Рисунок 2. а) Петрохимическая классификационная диаграмма TAS соотношения средних содержаний суммы щелочей и SiO_2 (масс.%) (Le Maitre et al., 2002); б) треугольная диаграмма $\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} - 0.9 \cdot \text{Fe}_2\text{O}_3 + \text{FeO} - \text{MgO}$ (Kroonenberg, 1994); в) Нормализованное к хондриту распределение редкоземельных элементов в метабазитах Михайловской ГЗО.

Согласно классификационной диаграмме $\text{Zr/Nb} - \text{Nb/Th}$ (Condie, 2005) (рис. 3) метабазиты типа N-MORB попадают в поле ARC – островодужные базальты, в поле OPB – базальты океанических плато, четыре точки не попадают ни в одно поле. Метабазиты типа E-MORB попадают в поле ARC – островодужные базальты, одна точка попала в поле OIB – базальты океанических островов; одна точка попала в область EN – обогащенный компонент. Кумулаты попадают в поле ARC – островодужные базальты и в поле OPB – базальты океанических плато.

Для базитов Михайловского ГЗО выявлены разноглубинные источники. Для базитов типа

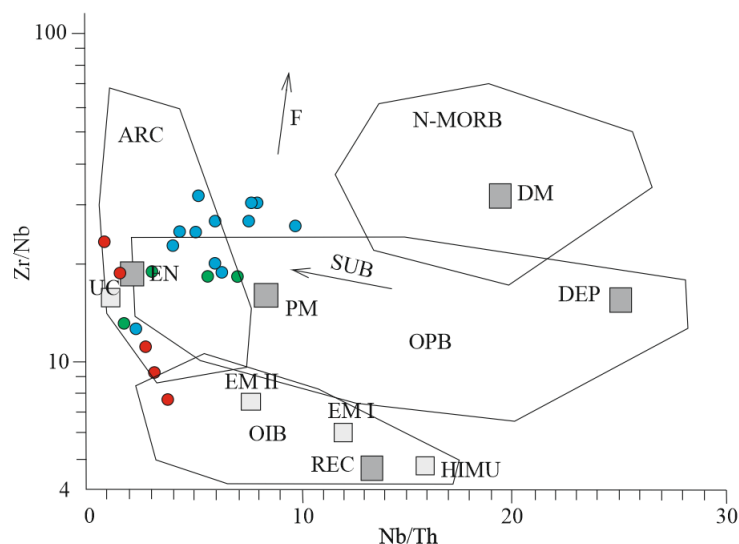


Рисунок 3. Составы метабазитов на классификационной диаграмме Zr/Nb – Nb/Th. Источники вещества, компоненты и дискриминация базальтов разных тектонических обстановок приведены по (Condie, 2005): UC – верхняя континентальная кора; PM – примитивная мантия; DM – приповерхностная деплетированная мантия; DEP – глубинная деплетированная мантия; REC – рециклированный компонент; EN – обогащенный компонент; HIMU – источник с высоким отношением U/Pb; EM I и EM II – обогащенные мантийные источники; ARC – островодужные базальты; N-MORB – базальты срединно-океанических хребтов; OIB – базальты океанических островов; OPB – базальты океанических плато. Стрелками показаны эффекты парциального плавления (F) и влияния субдукционных флюидов (SUB).

N-MORB источником является примитивная мантия в поле устойчивости шпинели с кристаллизацией на небольших глубинах. Для базитов типа E-MORB характерен глубинный источник в поле устойчивости граната с кристаллизацией на больших глубинах.

Список литературы

- Савко К.А., Пилюгин С.М., Новикова М.А. Минералогия, фазовые равновесия и условия метаморфизма пород неоархейской железисто-кремнистой формации в пределах Тарасовских аномалий // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2004. № 2. С. 111-126.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н. Мезоархейские кислые вулканы Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляции с Украинским щитом // ДАН, 2019, Т. 486. № 6. С. 718–722.
- Савко К.А., Самсонов А.В., Ларионов А.Н., Кориш Е.Х., Базилов Н.С. Архейская тоналит-трондьемит-гранодиоритовая ассоциация Курского блока, Воронежский кристаллический массив: состав, возраст и корреляция с комплексами Украинского щита // ДАН, 2018, Т. 478. № 3. С. 335–341.
- Condie K.C. High field strength element ratios in Archean basalts: a window to evolving sources

of mantle plumes? // *Lithos*, 2005. – V. 79. – P. 491–504.

Savko K.A., Samsonov A.V., Larionov A.N., Chervyakovskaya M.V., Korish E.H., Larionova Yu.O., Bazikov N.S., Tsybulyaev S.V. A buried Paleoarchean core of the Eastern Sarmatia, Kursk block: U-Pb, Lu-Hf and Sm-Nd isotope mapping and paleotectonic application // *Precambrian Research*, 2021. V. 353.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A.J., Keller M.J. A Classification of Igneous Rocks and Glossary of Terms // Blackwell, Oxford, 1989. – 193 p.

Le Maitre R.W. Igneous rocks a Classification and Glossary of Terms Recommendations of the International Union of Geological Sciences, Sub-Commission on the Systematics of Igneous Rocks // Cambridge University Press, 2002. – 236 p.

Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical Discrimination of Different Magma Series and Their Differentiation Product Using Immobile Elements // *Chemical Geology*, 1977. – V. 20. – P. 325–343.

Kroonenberg S.B. Effects of provenance, sorting and weathering on the geochemistry of fluvial sands from different tectonic and climatic environments // *Proceedings of the 29th International Geological Congress, Part A. VSP, Utrecht*, 1994. – P. 69–81.

ГЕОХИМИЯ И МИНЕРАЛОГИЯ ЖЕЛЕЗОМАРГАНЦЕВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ РУДНЫХ ПОЛЕЙ АШАДЗЕ-2 И ПЕТЕРБУРГСКОЕ, САХ

Вилькин Г.С.^{1,2,*}, Константинова Н.П.¹, Черкашёв Г.А.^{1,2}, Бурлакова А.А.¹, Смоленский В.В.³,
Кривовичев С.В.^{1,3}

¹ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия,

*grigoriyvilkina@yandex.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия

³Санкт-Петербургский горный университет, 21-я лин. В.О., 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия

Железомарганцевые образования (ЖМО) являются предметом интереса с научной и практической точек зрения. Материалом для исследования послужили образцы ЖМО, полученные в ходе 30 и 34 рейсов НИС «Профессор Логачев» (2009, 2011 гг.) при опробовании гидротермальных рудных полей Ашадзе-2 и Петербургское, расположенных в северной приэкваториальной зоне Срединно-Атлантического хребта.

Структурная позиция полей и вмещающие их породы различаются: Ашадзе-2 связано с габбро-перидотитами внутреннего океанического комплекса, выведенного на поверхность океанского дна в бортовой части рифтовой долины; Петербургское – с базальтами второй

гряды рифтовых гор (Черкашёв и др, 2018).

Образцы ЖМО в основной своей массе представлены рыхлыми корками рыже-бурого, рыже-желтого и охристого цветов размерами от 2 до 20 сантиметров. Часто в образцах встречаются прослои черного, темно-серого материала, редко – линзы и налет порошко-видных масс, сложенных изумрудно-зелеными кристаллами. На рудном поле Петербургское встречаются слоистые образования с чередующимися слоями серо-черного и рыже-бурого цветов мощностью около 5 см и образования, сложенные однородными черными слоями мощностью до 2 см.

Элементный состав образцов определялся в лаборатории ФГБУ «ВСЕГЕИ» с использованием рентгено-спектрального флуоресцентного анализа, масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой и инфракрасной спектроскопии.

Минеральный состав исследовался при помощи оптической микроскопии, сканирующего электронного микроскопа с энергодисперсионным микроанализом (РЦ «Геомодель» СПбГУ) и рентгенофазового анализа (РЦ «РДМИ» СПбГУ).

По результатам изучения химического состава ЖМО поля Ашадзе-2 были разделены на 3 типа (рис. 1).



Рисунок 1. 1 – железистый тип с повышенным содержанием Cu и Zn, 2 – железистый тип с низким содержанием рудных элементов, 3 – железосиликатный тип, 4 – преимущественно марганцевый тип.

Железистый тип, обогащенный Cu и Zn (тип 1), характеризуется высокими содержаниями железа (30–50%), меди (0.2–20%) и Zn (0.1–2%). Составляет 70% от всей выборки. Представлен преимущественно гетитом и минералами группы атакамита (МГА), количество которых варьирует в разных образцах.

Железистый тип с низким содержанием рудных элементов (тип 2) составляет 7% от всей выборки. Выделяется по высокому содержанию железа (27–45%) и низкому суммарному содержанию меди, кобальта, меди и цинка (<0.3%). Представлен гетитом и редкими минералами группы атакамита.

Железосиликатный тип (тип 3) составляет 10% от всей выборки и выделяется по высоким содержаниям кремния (7–20%) и железа (20–30%). Содержит глинистые минералы сапонит-

нонtronитового ряда.

ЖМО рудного поля Петербургское представлены первым и третьим типами, выделенным на поле Ашадзе, – железистым, обогащенным Cu и Zn, и железосиликатным. Помимо этого, имеются марганцевые образования черного цвета (тип 4) (рис. 1), составляющие половину от всех образцов с рудного поля Петербургское и 8% от общей выборки. Этот тип характеризуется высокими содержаниями марганца (40–50%) и низкими – железа (1–8%). По результатам рентгеноструктурного анализа в ЖМО этого типа были диагностированы марганцевые минералы – тодорокит и бернессит.

Распределение РЗЭ, нормализованное на PAAS (McLennan et al., 1989), в рассматриваемых ЖМО характеризуется наличием отрицательной Ce и положительной Eu аномалиями. Величины Ce и Eu аномалий, приведенные в табл. 1, характерны для гидротермального железомарганцевого рудогенеза (Дубинин, 2006).

Таблица 1. Средние значения Ce и Eu аномалий для каждого типа. n – нормализованное на PAAS.
 $Ce^* = 0.5La_n + 0.5Pr_n$, $Eu^* = 0.5Sm_n + 0.5Gd_n$.

	1 тип	2 тип	3 тип	4 тип
Среднее значение Ce_n/Ce^*	0.82	0.49	0.84	0.65
Среднее значение Eu_n/Eu^*	1.65	1.22	1.43	1.43

Распределение РЗЭ характеризуется отрицательной корреляцией между отношениями Ce_n/Ce^* и Y_n/No_n (рис. 2), что также указывает на гидротермальный генезис изученных ЖМО (Bau et al., 2014). Согласно графику, отношения Ce/Ce^* в сравнении с отношением Y_n/No_n (рис. 2) в формировании части исследуемого материала, в том числе всех ЖМО марганцевого и железосиликатного типов, оказывали влияние помимо гидротермальных, так же гидрогенные и диагенетические факторы.

Поскольку все изученные ЖМО были получены с гидротермальных полей вопрос об их преимущественной гидротермальной природе не вызывает сомнений. При этом ЖМО могут иметь первичный и вторичный характер. В первичных образованиях рудные минералы осаждаются непосредственно из низкотемпературного флюида. Во вторичных – минералы формируются путем окисления высокотемпературных сульфидных руд с образованием МГА (Dekov et al., 2011) и гидроксидов железа. На основании высоких содержаний Cu и Zn и наличия МГА, можно предположить, что ЖМО железистого типа с высоким содержанием меди и цинка, скорее всего, являются вторичными, в то время как ЖМО с низким содержанием меди и цинка являются первичными.

Различие состава среди первичных низкотемпературных ЖМО определяется флуктуацией температурного режима и геохимической подвижностью железа и марганца (более вы-

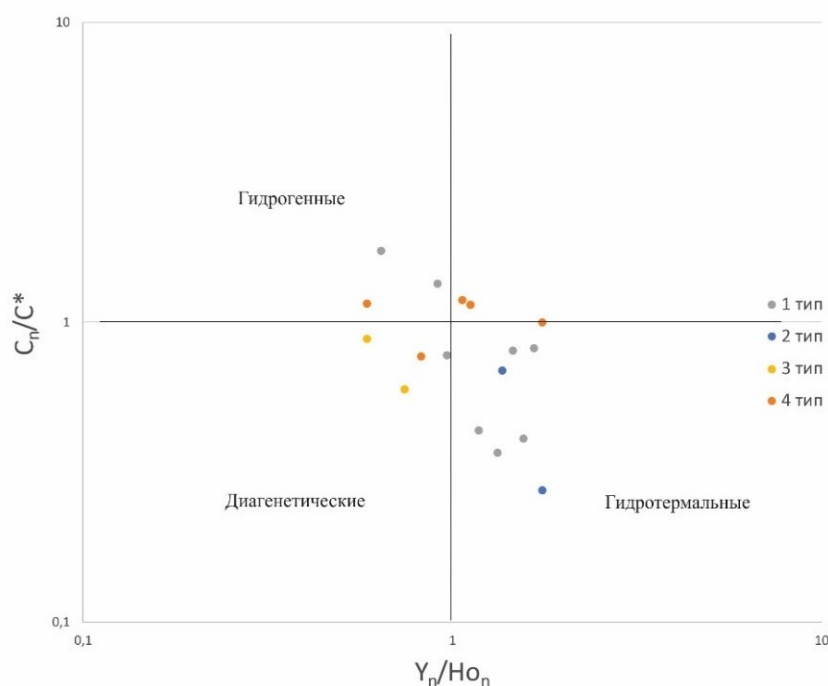


Рисунок 2. Графики отношение Ce/Ce^* в сравнении с отношением Y_n/Ho_n (Bau et al., 2014).

сокой – у марганца). Так, на рудном поле Петербургское встречаются слоистые образцы с чередованием черных марганцевых слоев и рыжих железистых. Это чередование связано с изменением условий формирования гидроксидов железа и марганца (температура, pH и Eh) (Bodeï et al., 2007).

Таким образом, проведенные исследования позволили получить новые данные о структуре, составе и процессах формирования железомарганцевых образований рудных полей Срединно-Атлантического хребта.

Список литературы

- Дубинин А.В. Геохимия редкоземельных элементов в океане / Под ред. И. И. Волкова. – М.: Наука, 2006. – 360 с.
- Черкашев Г.А. Степанова Т.В., Андреев С.И., Фирстова А.В., Егоров И.В., Бельтенов В.Е., Иванов В.Н., Самоваров М.Л., Рождественская И.И., Лазарева Л.И., Добрецова И.Г., Бабаева С.Ф. Рудные объекты в пределах Российского Разведочного Района в северной приэкваториальной части Срединно-Атлантического хребта. В кн. Мировой океан. Том III. Твердые полезные ископаемые и газовые гидраты в океане / Под ред. Л. И. Лобковского, Г. А. Черкашева. – М.: Научный мир, 2018. – с. 90–121.
- Bau M., Schmidt K., Koschinsky A., Hein J., Kuhn T., Usui A. Discriminating between different genetic types of marine ferro-manganese crusts and nodules based on rare earth elements and yttrium // Chemical Geology, 2014. V. 381. P. 1–9.

- Bodei S., Manceau A., Geoffroy N., Baronnet A., Buatier M.* Formation of todorokite from vernadite in Ni-rich hemipelagic sediments // *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2007. V. 71. P. 5698-5716.
- Dekov V., Boycheva T., Hålenius U., Petersen S., Billström K., Stummeyer J., Kamenov J.* Atacamite and paratacamite from the ultramafic-hosted Logatchev seafloor vent field (14°45'N, Mid-Atlantic Ridge) // *Chemical Geology*, 2011. V. 286. P. 169–184.
- Hekinian R., Hoffert M., Larque P., Cheminee J.L., Stoffers P., Bideau D.* Hydrothermal Fe and Si oxyhydroxide deposits from South-Pacific intraplate volcanos and East Pacific rise axial and off-axial regions // *Economic Geology and the Bulletin of the Society of Economic Geologists*, 1993. V. 88. P. 2099–2121.
- McLennan S.M.* Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes // *Reviews in mineralogy*, 1989 V. 21. P. 169–200.

ИСПОЛЬЗОВАНИЕ МЕТОДА БИОТЕСТИРОВАНИЯ ДЛЯ ОЦЕНКИ ТОКСИЧНОСТИ ПОЧВЫ НА ТЕРРИТОРИИ НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЙ СЕВЕРА ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Гали-Гали Д.Р.* , Опекунова М.Г.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *dgaligali@mail.ru

В связи с активно ведущимся в регионе освоением месторождений углеводородов природно-территориальные комплексы (ПТК) Ямало-Ненецкого автономного округа (ЯНАО) подвергаются многообразному воздействию, включающему как загрязнение компонентов среды, так и геомеханическое воздействие на почвы и растительность. В автономном округе открыто 234 месторождения углеводородов: 85 месторождений находятся в промышленной разработке или подготовлены к эксплуатации, на 149 месторождениях проводятся геологоразведочные работы. Площадь лицензионных участков достигает 270 тыс км², т. е. 37% территории ЯНАО. Поэтому уровень техногенного воздействия при освоении недр становится определяющим в формировании экологической обстановки на всей территории округа. На севере Западной Сибири в последние десятилетия различными организациями активно проводятся геоэкологические исследования, однако оценки состояния Уренгойской тундры меняются от благоприятной до катастрофической (Московченко, 2010). Эффективным методом оценки экологической токсичности почвы является биотестирование, которое позволяет оценить потенциальную опасность антропогенного воздействия на почву за счет интегрального влияния различных факторов на живые организмы (Опекунова и др., 2018; Терехова,

2011).

Научное исследование было направлено на изучение токсичности почв, отобранных на территории нефтегазоконденсатных месторождений севера Западной Сибири. С этой целью поставлены опыты по изучению реакции биотестов *Chlorella vulgaris* Beijer и *Daphnia magna* Straus на испытуемые вытяжки почв и определению корреляции между их реакциями. Методами биотестирования определена токсичность почв, отобранных на территории Юрхаровского и Уренгойского месторождений летом 2003 и 2022 года при проведении комплексных геоэкологических исследований по разработанной сети станций (Опекунова и др., 2018; 2019). Биотестирование проводили в учебной лаборатории физико-химического анализа СПбГУ согласно методическим указаниям с использованием тест-объектов *Chlorella vulgaris* и *Daphnia magna* в соответствии с ПНД Ф Т 14.1:2:3:4.12-06; ПНД Ф Т 16.1:2:2.3:3.9-06; ПНД Ф Т 14.1:2:3:4. Всего было поставлено 189 экспериментов и изучена токсичность 63 образцов почвы.

Результаты исследований показали, что большинство почв Уренгойского газового месторождения не обладают острой токсичностью. Однако на территории Юрхаровского нефтегазоконденсатного месторождения, подверженного активному освоению, происходит увеличение смертности дафний и отклонение оптической плотности хлореллы. Подобные явления наблюдаются на территориях с аккумулятивным типом миграционных потоков. Смертность *Daphnia magna*, а также степень отклонения оптической плотности *Chlorella vulgaris* закономерно увеличиваются на станциях контрольного мониторинга, расположенных вблизи производственных объектов промысла. На всех площадках, где отмечены превышения фоновых значений НУ, ПАУ или тяжелых металлов, биотестирование обнаружило среднюю и острую токсичность. Вместе с тем, необходимо подчеркнуть, что результаты биотестирования почв с помощью двух тест-объектов *Daphnia magna* и *Chlorella vulgaris* не всегда совпадают между собой: коэффициенты парной корреляции Пирсона между отклонениями хлореллы и смертностью дафний через 24/48 часов равны $r=0.19$ и $r=0.21$ соответственно ($r_{кр}=0.24$; $p=0.05$). Сравнительный анализ химического состава почв и реакции тест-объектов показал, что наиболее надежным индикатором нефтяного загрязнения служит изменение оптической плотности хлореллы, в то время как, на смертность дафний дополнительное влияние также оказывает кислая реакция тундровых почв. Поэтому при проведении биотестирования важно максимально унифицировать подготовку проб и процедуру определения токсичности анализируемого материала для репрезентативности полученных результатов и возможности их сравнения.

Список литературы

- Московченко Д.В. Геохимия ландшафтов севера Западно-Сибирской равнины: структурно-функциональная организация вещества геосистем и проблемы экодиагностики. Автореф. дис. ... д-р геогр. наук. СПб: Изд-во СПбГУ, 2010. 42 с.
- Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Арестов А.Ю. Использование методов биоиндикации и биотестирования в оценке экологического состояния территории газоконденсатных месторождений севера Западной Сибири // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле, 2018. Т. 63. № 3. С. 326-344.
- Опекунова М.Г., Опекунов А.Ю., Кукушкин С.Ю., Ганул А.Г. Фоновое содержание химических элементов в почвах и донных осадках севера Западной Сибири // Почвоведение, 2019. № 4. С. 422-439.
- Терехова В.А. Биотестирование почв: подходы и проблемы // Почвоведение, 2011. №2. С. 190-198.

СЕДИМЕНТАЦИОННАЯ ЦИКЛИЧНОСТЬ В СЕНОМАНСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ СЕВЕРО–ВОСТОЧНОГО КАВКАЗА: РЕГИОНАЛЬНЫЕ И ГЛОБАЛЬНЫЕ ФАКТОРЫ

Гататдинова Ю.Р.^{1,2*}

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер, 7, стр.1, Москва, 119017, Россия, *julya19984@mail.ru

²Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, ул. Колмогорова, д. 1, Москва, 119991, Россия

Литолого–фациальный анализ меловых отложений Северо–Восточного Кавказа показывает, что на протяжении апта–турона в палеобассейне происходили значительные смены режима осадконакопления от песчано–глинистых осадков в апте до карбонатных отложений в сеноман–туронское время. Наиболее существенные изменения литологического состава отложений наблюдаются в разрезах в зоне перехода от альба к сеноману: резко возрастает карбонатность пород, которые представлены высококарбонатными глинами, мергелями и пластами известняков, залегающими в толще крайне неравномерно. Наиболее многочисленны известняки в самой нижней, средней и в верхней частях разреза рассматриваемого интервала времени.

В работах (Nag et al., 1987., Vail et al., 1977) предложено выделять в осадочных толщах несколько порядков цикличности. Изучаемые нами отложения Дагестана также подразделяются на циклы разного порядка, возникновение которых было обусловлено как региональными, так и глобальными факторами. Продолжительность эвстатических колебаний вторых

порядков (20–30 млн лет) значительно превышает длительность изучаемого отрезка времени (около 6 млн лет), в связи с чем самые крупные циклы исследуемых отложений могут быть 3-го и более мелких порядков.

Одним из наиболее подробно исследованным нами разрезом, отражающим среду осадконакопления в сеномане, является разрез Аймаки, Северо-Восточного Кавказа (рис. 1). Здесь выделяются 2 крупных полных трансгрессивно-регрессивных цикла (третьего порядка), мощностью около 50 м (рис. 1а-б). Исходя из общей продолжительности изучаемого интервала, время их формирования можно оценить в 2.5 - 3 млн лет. Крупные циклы осложнены цикличностью более мелкого порядка, мощностью от 1 до нескольких метров и продолжительностью около 0.2 млн лет. Подошвой циклитов глинисто – карбонатной толщи служат кровли предыдущих циклов, сложенные, как правило, наиболее мощными пластами известняков. Основание данных последовательностей соответствует началу трансгрессивного импульса и литологически представлено более глинистыми породами. В дальнейшем, по мере замедления подъема уровня моря или даже его остановки и начавшегося понижения (развитие регрессии) – в бассейн начинает поступать карбонатный материал из зоны мелководья (carbonate factory), где накапливался и перерабатывался ракушечный материал (обычно макрофауна). Причиной развития трансгрессий и регрессий, повлиявших на формирование осадочной структуры циклов 3-го порядка, вероятнее всего были региональные тектонические процессы и связанное с ними погружение ложа водоема. Возникновение циклитов 4-го и более мелких порядков следует связывать с эвстатическими колебаниями (циклы Миланковича).

Особый интерес представляет верхняя часть первого крупного полного цикла разреза Аймаки. Карбонатные прослои здесь отчетливо деструктурированы (рис. 1в) – разбиты трещинками, отдельные фрагменты часто имеют закругленный вид, в результате чего данные карбонатные отложения иногда приобретают псевдоконкреционный облик. В этой же толще встречаются взбросы, сопровождающиеся пластическими деформациями. Все эти текстурно-структурные признаки отложений свидетельствуют о том, что формирование пласта сопровождалось сейсмическими ударами (Гаврилов, Гататдинова, 2023). Причем, такой характер толща имеет во многих уже изученных другими авторами разрезах, то есть высокая сейсмичность проявилась на широкой площади. Например, в Бассейне Тарфая, Юго – Запад Марокко в среднем сеномане также были найдены пачки желваковых известняков с прослоями глины и алевролита (рис. 1г) (Kuhnt et al., 2009).

В верхней части горизонта сейсмитов залегает несколько прослоев бентонитов (рис. 1в), что свидетельствует также об усилении вулканической активности в Закавказье, откуда по-

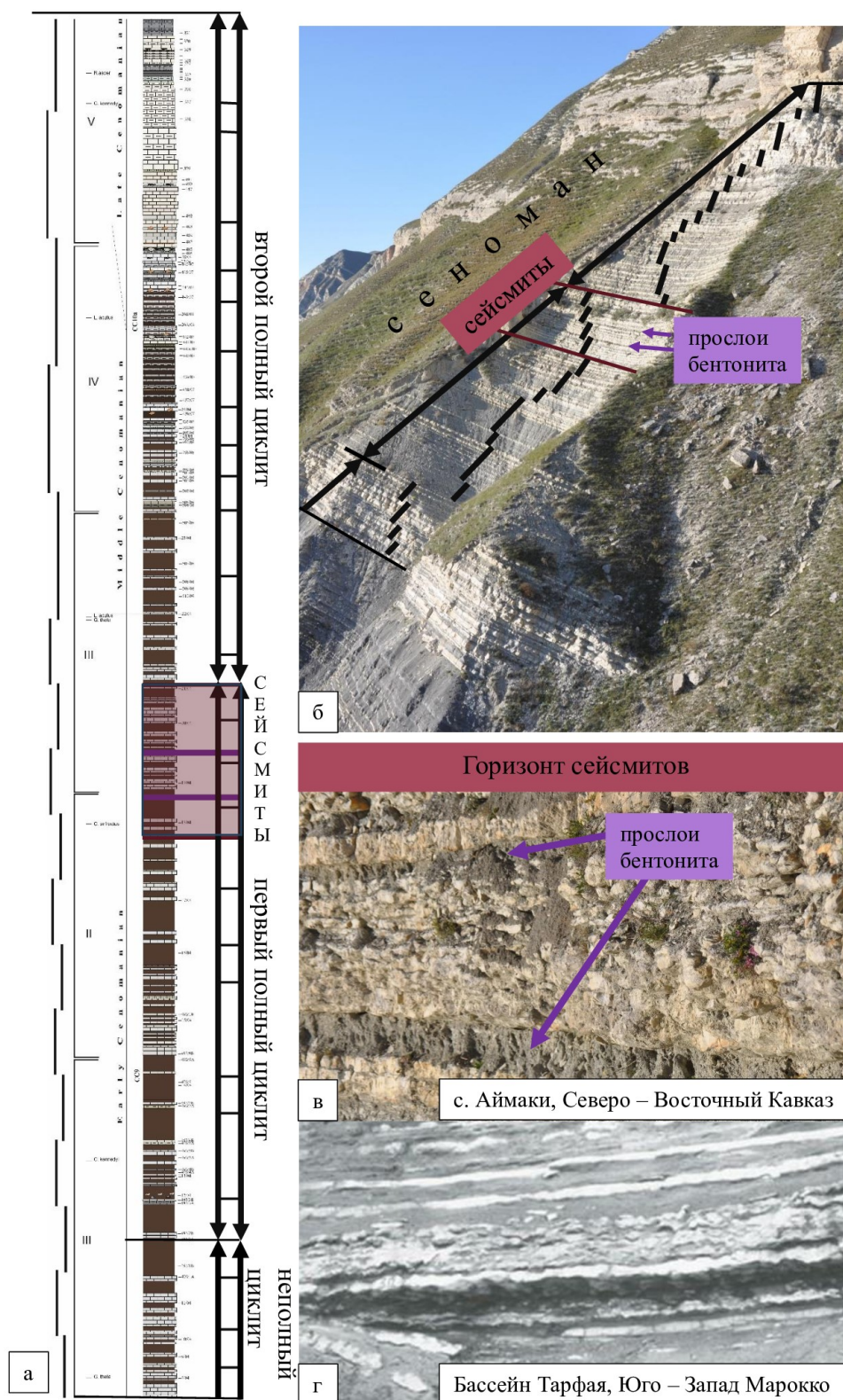


Рисунок 1. Разрез сеноманских отложений в районе с. Аймаки (Северо-Восточный Кавказ). а - литологическая колонка разреза Аймаки (Северо – Восточный Кавказ) с изображением крупных циклов 3-го и более мелкого порядка; б – фотография разреза Аймаки с выделенной на ней цикличностью и основными событиями; в – горизонт сейсмитов (отложения, деструктурированные в результате сейсмического воздействия), в данной толще хорошо видны два темных пласта – бентониты (Гаврилов и др., 2023); г – пучки желваковых известняков с прослоями глины и алевроита, Бассейн Тарфая, Юго-Запад Марокко (Kuhnt et al. 2009).

ступал пепел. Можно предполагать, что этот временной интервал характеризовался высокой тектонической активностью. Эта пачка известняков с включениями бентонита ассоциирует с залегающим выше – в кровле сеноманской толщи – горизонтом углеродистых отложений, соответствующих глобальному аноксическому событию ОАЕ2 (Бонарелли, продолжительность около 400 тыс лет), которое сопровождалось сначала резким падением уровня моря, а затем его быстрым подъемом (Гаврилов и др., 2013).

Таким образом, эти мощные землетрясения знаменовали собой этап тектонической перестройки региона, сопровождавшейся в ряде случаев (например, в среднем сеномане) усилением прогибания дна бассейна, а наличие в отложениях прослоев бентонитов указывает на одновременное усиление вулканической деятельности. Поскольку в Дагестане и смежных областях отсутствуют палеовулканы, пепловый материал очевидно поступал из Закавказья – скорее всего из вулканических центров, располагавшихся на территории Азербайджана или Грузии.

Список литературы

- Гаврилов Ю.О., Гататдинова Ю.Р.* Сейсмогенные структуры в отложениях разного литологического состава и их положение в разрезах мезозоя–кайнозоя Северного Кавказа // Литология и полез. ископаемые. Москва: изд-во ФГБУ. Издательство "Наука". 2023. № 6. С. 554-569.
- Гаврилов Ю.О., Щербинина Е.А., Голованова О.В., Покровский Б.Г.* Позднесеноманское палео-экологическое событие (ОАЕ 2) в восточно-кавказском бассейне Северного Перитетиса // Литология и полез. ископаемые. 2013. № 6. 522-551 с.
- Haq B.U., Hardenbol J., Vail P.R.* Chronology of Fluctuating Sea Levels Since the Triassic // Science, 1987. V. 235. P. 1156-1167.
- Kuhnt W., Holbourn A., Gale A., Chellai E.H., Kennedy W.J.* Cenomanian sequence stratigraphy and sea-level fluctuations in the Tarfaya Basin (SW Morocco) October // Geological Society of America Bulletin, 2009. V. 121(11-12):1695-1710.
- Vail P.R., Mitchum R.M., Todd R.G., Widmier J.M., Thompson III S. et al.* Seismic stratigraphy and global changes of sea level // Seismic Stratigraphy – Applications to Hydrocarbon Exploration. AAPG Memoir. 1977. V. 26. P. 49-212.

ЕСТЕСТВЕННАЯ ВОСПОЛНЯЕМОСТЬ УГЛЕВОДОРОДОВ (НА ПРИМЕРЕ НЕФТЕГОРСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Головинов В.А.*, Слободенко Е.Е.

Кубанский государственный университет, ул. Ставропольская 149, Краснодар, 350040, Россия,

*vlad01430@gmail.com

В течение прошлого века существовали взгляды о медленных процессах нефтегазообразования и нефтегазонакопления, и об исчерпаемости и невозполняемости залежей углеводородов (УВ), базирующие на малых скоростях процессов образования и накопления УВ (десятки миллионов лет) со скоростью эксплуатации месторождений. Но в конце XX века были получены новые данные, свидетельствующие о скоротечности процессов генерации, миграции и формировании скоплений УВ, которые освещены в работах Соколова Б.А., Гусевой А.Н. (1993), Гаврилова В.П. (2008), Муслимова Р.Х. (2004) и др. были приведены примеры восполнения запасов УВ и возобновление работы старых простаивавшихся эксплуатационных скважин. Описанию различных источников и механизмов возобновления запасов УВ месторождений посвящены ряд работ Аширова К.Б. (2000), Муслимова Р.Х. (2004), Дмитриевского А.Н. и др. (2008), Баренбаума А.А. (2020) и др. В работе Дмитриевского А.Н. и др. (2008) проблему восполнения запасов месторождений УВ увязывают с современными движениями земной поверхности. В своей работе они отмечают, что все процессы, наблюдаемые в районах интенсивной добычи нефти и газа – волновые и колебательные движения, восполнение запасов месторождений УВ и др. обусловлены флюидным режимом и свойствами земной коры (волноводы и др.).

Одно из старейших месторождений Нефтегорское расположено на сочленении южного борта Западно-Кубанского прогиба и северного склона Западного Кавказа, и относится к Нефтегорско-Горячеключевскому нефтегазоносному району. Залежи УВ содержатся в майкопских отложениях, где выделено семь продуктивных горизонтов. Все залежи литологически экранированные, при этом линии выклинивания коллекторов оконтуривают нефтяную залежь с трех сторон, образуя характерную форму заливов.

Нами исследованы выходы VII горизонта (олигоцен, низы нефтегорской свиты), которые обнажаются в карьере на юге г. Нефтегорска у р. Чекох, где они с размывом залегают на известковистых породах белоглинской свиты и несогласно перекрываются вышележащими отложениями. Наблюдения притоков нефти в карьере, а также прорывов нефти в законсервированной скважине, проводились в течении 15 лет, при проведении нефтегазовой практики студентами КубГУ (рис. 1). Подмечено периодическое изменения флюидного режима, а именно появления обилия притоков нефти и его сокращения (с периодами продолжитель-



Рисунок 1. Песчаный карьер нефтегорской свиты (олигоцен) у р. Чекох в разные годы наблюдений. Выходы нефти в карьере (март, 2010г.)

ности от 5 до 10 лет).

Повышение и снижение притоков совпадают с периодами современной геодинамической активизации региона, которые можно сопоставить с сейсмотектонической активностью Западного Кавказа. Возникновение подземных толчков провоцируют сложность и контраст геологической обстановки района. Статистика свидетельствует примерно о 300 небольших толчках в год на Кубани, с 1973 года землетрясения в 7 баллов на Кубани случались примерно раз в 11 лет, а в 6 баллов — каждые 5 лет.

Южнее карьера по дороге прослежены выходы нефти в прослоях песчаников, чередующихся с пачками темно-серых известковистых глин.

Далее к юго-востоку, от карьера расположены выходы песчаников IV горизонта ширванской свиты (олигоцен), рядом с которой расположена законсервированная скважина нефти, в которой наблюдалось выходы нефти и появилась возможность отобрать некоторое количество нефти для лабораторных исследований. В 20 м от нефтяной скважины расположена работающая скважина минеральных вод. В 100 м ниже по рельефу нами зафиксирован «копанец» с нефтью, диаметром 2.5 м, глубиной 1.5 м. Небольшие выходы нефти прослежены, в 10 м от «копанца», в русле правого притока р. Чекох (рис. 2).

В майкопских отложениях Нефтегорско-Ключевского районов открыты залежи нефти и газа по различным горизонтам, в состав которых входят как разрабатываемые, так и числящиеся в нераспределенном фонде. В настоящее время на Нефтегорском месторождении разрабатывают III, IV и VI горизонты, с небольшими запасами нефти и газа. Севернее выходов майкопские отложения погружаются и вскрыты промысловыми скважинами (рис. 3).

По мнению многих исследователей именно тектоническая активность земной коры, спо-



Рисунок 2. Песчаный карьер нефтегорской свиты (олигоцен) у р. Чекох в разные годы наблюдений. Выходы нефти в карьере (июнь, 2015г.) достигали ручейком до р. Чекох.



Рисунок 3. Песчаный карьер нефтегорской свиты (олигоцен) у р. Чекох в разные годы наблюдений. Выходы нефти в карьере (июль, 2023г.) выделены небольшим ручейком.

способствует расширению каналов движения углеводородов из нижних зон земной коры в верхние, при этом формируются новые залежи и заполняются ранние залежи старых уже разрабатанных месторождений.

Таким образом, по наблюдению за изменением интенсивности притоков нефти на обнажениях в пределах Нефтегорского месторождения, к основным показателям восполнения запасов УВ можно отнести:

- естественные проявления нефти на поверхности;
- длительные сроки разработки и эксплуатации отдельных скважин (более ста лет);



Рисунок 4. Выходы песчаников ширванской свиты (А), «копанец» нефти (Б). А. Выходы песчаников ширванской свиты (олигоцен)



Рисунок 5. Выходы песчаников ширванской свиты (А), «копанец» нефти (Б). Б. «Копанец» с нефтью, диаметром 2.5 м, глубиной 1.5 м.



Рисунок 6. Выходы песчаников ширванской свиты (А), «копанец» нефти (Б). В. Выходы нефти в правом притоке р. Чекох.

- возникновение пониженных давлений в пластах коллекторов и пополняемость их УВ при тектонических подвижках.

Естественная восполняемость УВ подтверждаются возобновлением добычи нефти на месторождениях (Грозный, Баку и др.) и случаи возобновления нефтедобычи из высокообвод-

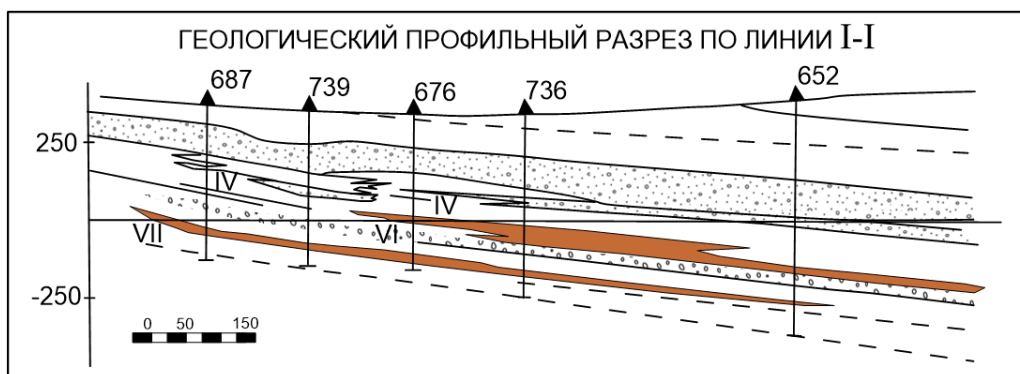


Рисунок 7. Профильный разрез Нефтегорского месторождения (по Бурштар и др., 1966).

ненных скважин после вынужденного простоя в течение 5-10 лет (Западная Сибирь). Также, повышение запасов и добычи нефти на законсервированных скважинах с увеличенными дебитами наблюдались кубанскими нефтяниками после Великой Отечественной войны.

Список литературы

- Баренбаум А.А. О непригодности органической и минеральной гипотез для объяснения явления современного восполнения разрабатываемых месторождений нефти и газа // О новой парадигме развития нефтегазовой геологии: Материалы Между. научно-практ. конференции. Казань: Изд-во Ихлас, 2020. С. 59-62.
- Бурштар М.С, Бизнигаев А.Д., Гасангусейнов Г.Г. и др. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М.: Недра, 1966. 424 с.
- Гаврилов В.П. Возможные механизмы естественного восполнения запасов на нефтяных и газовых месторождениях // Геология нефти и газа. №1. 2008. С. 57-65.
- Дмитриевский А.Н., Баланюк И.Е., Каракин А.В. и др. Современные движения земной коры и механизм возобновления запасов углеводородов // Геология, геофизика и разработка НГМ, №5, 2008. С. 9-20.
- Муслимов Р.Х. Роль новых геологических идей в развитии старых нефтедобывающих районов в первой четверти XXI века // Геология нефти и газа. 2004. №1. С. 2-10.
- Соколов Б.А., Гусева А.Н. О возможности быстрой современной генерации нефти и газа // Вестник Московского университета, сер. 4. Геология. 1993. № 3. С. 39-46.

ПЕТРОЛОГИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ АЛЬНЁИТОВ ТАЙМЫРА (МООРОВСКИЙ КОМПЛЕКС)Горюнова В.О.^{1*}, Прокопьев И.Р.¹, Проскурнин В.Ф.²¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. Академика Коптюга, 3, Новосибирск, 630090, Россия, *gorunovavo@igm.nsc.ru²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия

Альнётитом, согласно петрографическому кодексу, считается ультраосновная мелилитовая разновидность лампрофиров, гипабиссальных щелочных горных пород с преобладанием биотита, мелилита, авгита и оливина (Петрографический кодекс..., 2008). Породы пространственно и часто парагенетически связаны с ультраосновными щелочными комплексами. Такие проявления известны на Томторском редкометальном месторождении, Чадобецком комплексе Чуктуконского редкоземельного массива, Четласском карбонатитовом комплексе Тиманской складчатой области, а также по всему миру. Например, альнётиты входят в ультраосновной щелочной комплекс Делич (Германия) и комплекс ультраосновных даек лампрофиров Мэд Гэп Ярдс (Западная Австралия). В 1929 году в результате первых поисково-разведочных работ на полуострове Таймыр такие породы были обнаружены в виде дайковых тел на правом берегу реки Верхняя Таймыра. Позже В.С. Соболев классифицировал их как альнётиты (Соболев, 1937), а Г. Г. Моор отнес их к слюдяным кимберлитам (Моор, 1941). В 2007-2010 гг. проводились новые уточняющие геолого-съёмочные работы на основе которых было издано в 2016 году третье поколение карты Таймырско-Североземельской серии, лист S-46 (Геологическая карта..., 2016). В ней впервые определили альнётиты в отдельный мооровский комплекс, однако минералогический состав пород из разных даек комплекса имеет некоторые различия. В данной работе исследовались петрологические характеристики альнётита (обр. BN-13-6) одной из трех даек мооровского комплекса на Центральном Таймыре, которая по минералогическим характеристикам отличается от других классических альнётитовых даек отсутствием мелилита и оливина.

Образец BN 13-6 характеризуется массивной пятнисто-атакситовой текстурой и среднезернистой криптовой, пойкилитовой структурой (рис. 1). Главные породообразующие минералы представлены многочисленными редко соприкасающимися друг с другом фенокристаллами таблитчатого Ва-флогопита (ВаО до 1.5 масс.%), призматическими индивидами диопсида и фторапатита (F до 2.8 масс.%). К акцессорным минералам относятся андрадит, магнетит, перовскит и титанит (TiO₂ до 14 масс.%). В единичных случаях встречается хромит. Мезостазис сложен амфибол-эпидот-барит-талк-плагиоклазовым и кальцит-слюдисто-хлоритовым агрегатами, местами со сферолитовой структурой. Помимо этого, в матриксе обнаружены

мелкозернистые агрегаты того же состава что и порфировые включения.

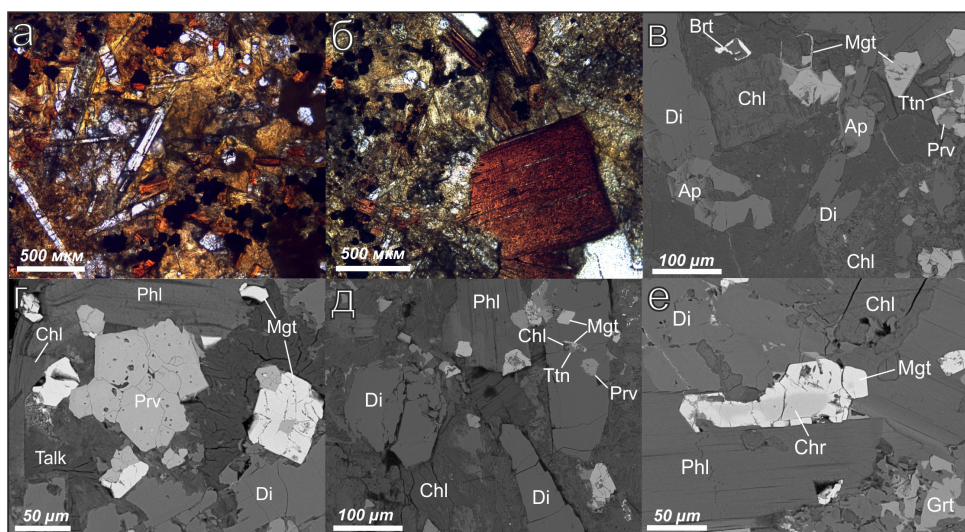


Рисунок 1. Фотографии шлифов BN 13-6-A(a) и BN 13-6-1(б) в проходящем свете и BSE изображения полированных шашек (в-е).

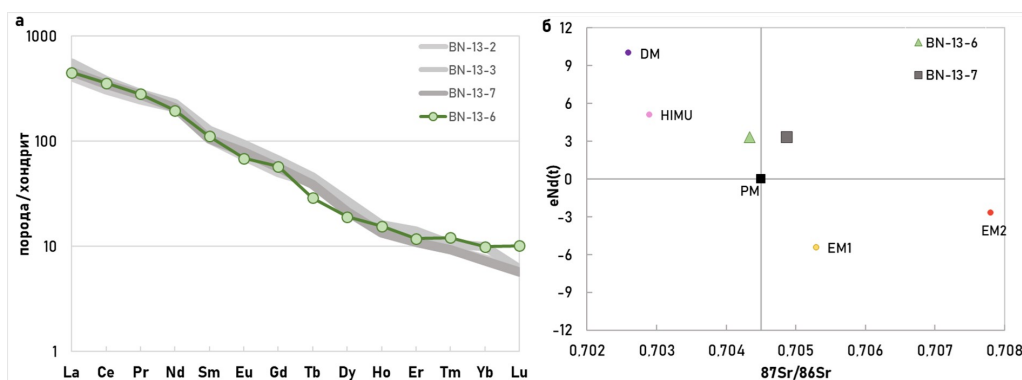


Рисунок 2. Спектры распределения РЗЭ (а), нормированные на хондрит по (McDonough, Sun, 1995), для изучаемого образца BN 13-6 в сравнении со спектрами BN 13-2, BN 13-3 и BN 13-7 по (Геологическая карта..., 2016); $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ - $\epsilon_{\text{Nd}}(t)$ соотношения (б) альнёитов (BN 13-6 – данное исследование, BN 13-7 – по (Проскурнин, 2023). Мантийные источники: PM -примитивный, DM -деплеированный, HIMU - с высоким отношением U/Pb, EM1 и EM2 - обогащенный первого и второго типов.

Методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой определялся количественный элементный состав альнёита. Спектр распределения редкоземельных элементов (рис. 2а) нормированные на хондрит по (McDonough, Sun, 1995) характеризуется преобладанием лёгких РЗЭ над тяжелыми, аномалии отсутствуют. Также образец BN 13-6 обогащен Ti, Sr, Ba и Th. Полученные данные коррелируют с имеющимися данными по другим дайкам мооровского комплекса. Нами были получены Sr и Nd изотопные валовые характеристики альнёита: $(^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr})=0.7043$, $(^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd})=0.5126$, $\epsilon_{\text{Nd}}(t)=3.3$ ($t=250$ млн лет). Изотопный состав Nd и Sr (рис. 2б) и изучаемого альнёита (BN 13-6) и альнёита (BN 13-7; (Проскурнин,

2023)) близок к составу примитивной мантии или однородному хондритовому резервуару (CHUR).

Методом $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ датирования определялся возраст альнёита (флогопит) BN 13-6. В возрастном спектре выделяется плато с возрастом 264 ± 4 млн лет. Полученный возрастной диапазон формирования дайки BN 13-6 отличается от данных по возрасту дайки альнёита BN-13-7 (230.2 ± 6.3 млн лет, U-Pb, перовскит, данные по (Проскурнин, 2023)).

Результаты исследования показали, что образец BN 13-6 по минералогическим характеристикам отличается от образцов из других даек (BN 13-7), при этом имеет те же геохимические метки. Возраст даек имеет разброс в несколько десятков миллионов лет. В совокупности эти результаты могут свидетельствовать о наличии единого источника, и разновозрастном импульсном внедрении альнёитов на Центральном Таймыре.

Работа проводилась при поддержке гранта РНФ № 19-77-10004-П.

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Таймырско-Североземельская. Лист S-46 – Тарей. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2016. 490 с.

Моор Г.Г. О слюдяных кимберлитах на севере Центральной Сибири // ДАН СССР, 1941. Т. XXXI. № 4. С. 361–363.

Петрографический кодекс России. Магматические, метаморфические, метасоматические, импактные образования. Издание второе, переработанное и дополненное. СПб: ВСЕГЕИ, 2008. 200 с.

Проскурнин В.Ф. Возраст алмазоносных альнёитов Таймыра // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: материалы XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, 21-24 марта 2023 г. Якутск: СВФУ. С. 234–239.

Соболев В.С. Особенности магматических проявлений и металлогении платформ на примере формации Сибирских траппов // Тезисы докладов МГК, XVII сессия, 1937. С. 134–135.

McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chemical Geology, 1995. V. 120. P. 223–253.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ КАРБОНАТНО-ТЕРРИГЕННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ВИЗЕЙСКОГО ЯРУСА НИЖНЕГО КАРБОНА ТУКАЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ (ЮЖНО-ТАТАРСКИЙ СВОД)

Грибов Д.А.*, Шишлов С.Б.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st094449@student.spbu.ru

Литолого-фациальные исследования карбонатно-терригенных пород визейского яруса в пределах Южно-Татарского свода являются весьма актуальными, поскольку он является одним из основных нефтегазоносных комплексов Волго-Уральской нефтегазоносной провинции (Астаркин, 2019).

Целью настоящей работы стала реконструкция эволюции обстановок осадконакопления визейского века раннего карбона по результатам изучения керн скважин 1Т и 2У, пробуренных на Тукаевской площади Южно-Татарского свода. Для этого выполнено послойное макроскопическое описание керн суммарной мощностью около 182 погонных м, петрографическое изучение 55 шлифов, анализ результатов 43 химических и 32 гранулометрических анализов образцов. Точки опробования показаны на рисунке 1.

Основой исследования стала методика фациального анализа, изложенная во множестве монографий, например (Wilson, 1975; Hallam, 1981, Selley, 1985; Шишлов, 2010). При этом построены литологические колонки скважин 1Т и 2У масштаба 1:100, выполнена их корреляция, составлен полный сводный разрез карбонатно-терригенных пород визейского яруса (рис. 1.), проведена типизация слоев, их генетическая интерпретация и привязка к энергетическим зонам эпиконтинентального бассейна (Irwin, 1965), построена кривая колебания уровня моря и выявлены трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы (рис. 1).

В результате установлены 10 типов слоев. Слой зоны X: tXA – алевролиты глинистые и аргиллиты темно-серые с горизонтальной слойчатостью и выделениями сульфидов (глубоководные илы зоны X). Слои зоны Y: tYB-I – линзовидно-полосчатое, часто биотурбированное, чередование алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых известковистых, количество и толщина слоев которых увеличиваются кверху (отложения пояса лоскутных песков на регрессивной фазе седиментации); tYB-II – линзовидно-полосчатое чередование, отличающиеся от предыдущего сокращением кверху количества и толщин песчаных слоев (отложения пояса лоскутных песков на трансгрессивной фазе седиментации); tYB-III – биотурбированное чередование алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых, залегающие между слоями известняки (отложения депрессий, разделяющих детритовые подводные валы); tYC – песчаники мелкозернистые кварцевые, светло-бурые, с косой разно-

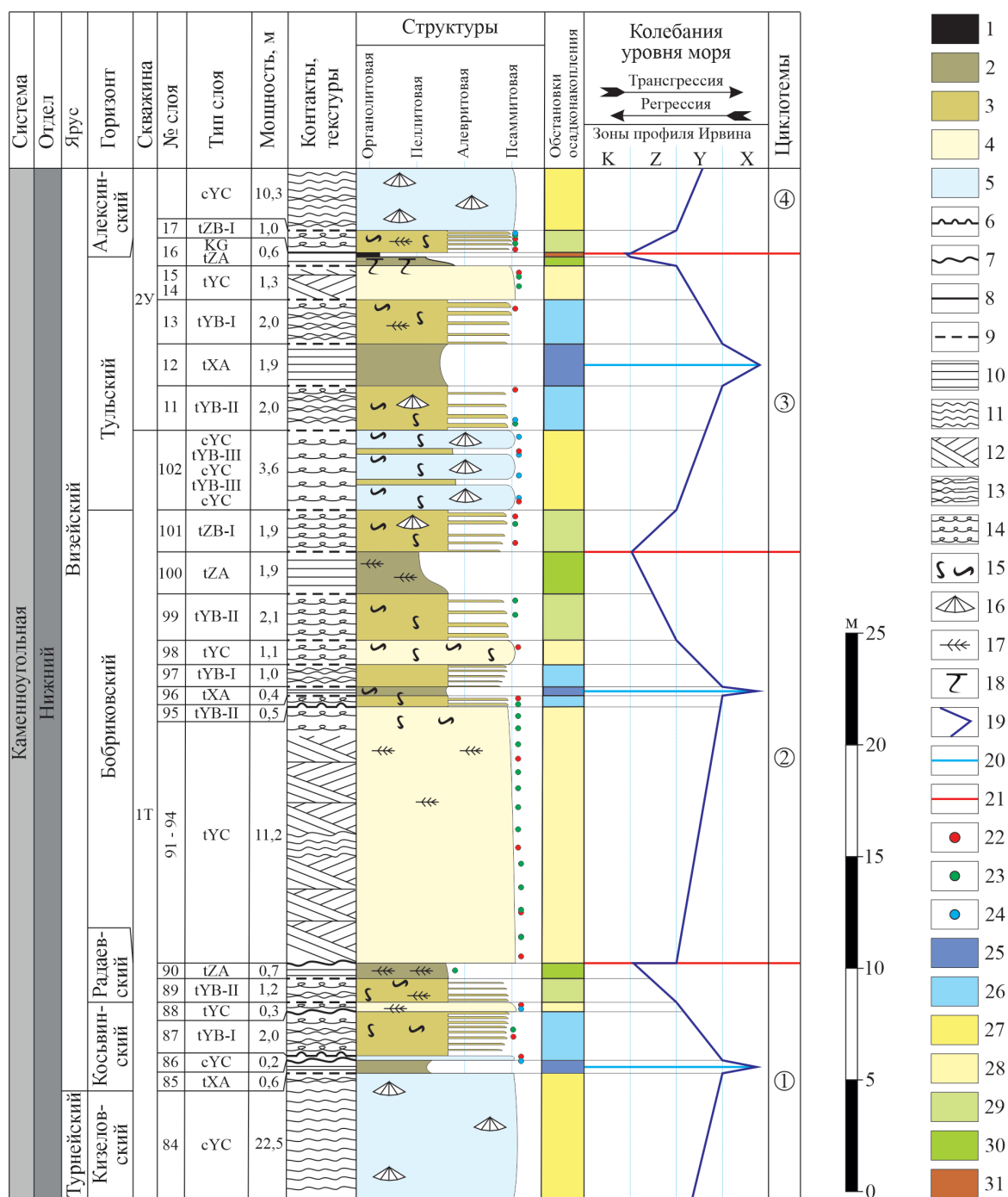


Рисунок 1. Сводный разрез визейского яруса Тукаевской площади. 1–5 – горные породы: 1 – угли, 2 – аргиллиты и алевролиты, 3 – чередование аргиллитов, алевролитов и песчаников, 4 – песчаники, 5 – известняки; 6–9 – межслоевые поверхности: 6 – бугристая, 7 – волнистая, 8 – горизонтальная, 9 – постепенный переход; 10–12 – слойчатость: 10 – горизонтальная, 11 – волнистая, 12 – косая разнонаправленная; 13 – линзовидно-полосчатое чередование; 14 – текстура биотурбации; 15 – ходы илоедов; 16–18 – органические остатки: 16 – морской бентос, 17 – растительный детрит, 18 – корневые системы; 19 – кривая колебаний уровня моря; 20 – трансгрессивный максимум; 21 – регрессивный максимум; 22–24 – точки опробования: 22 – шлифы, 23 – гранулометрический анализ; 24 – химический анализ; 25–31 – обстановки накопления: 25 – глубоководных илов (глин и алевроитов), 26 – лоскутных песков (чередований алевроитов и песков), 27 – детритовых известняков подводных валов, 28 – песков баров, 29 – чередований алевроитов и песков подвижного мелководья лагун, 30 – илов малоподвижного мелководья лагун (глин и алевроитов), 31 – торфяников низовых болот.

направленной слойчатостью (отложения баров); тип сУС – известняки (пакстоуны), относящиеся к стандартной микрофации СМФ-4 (Wilson, 1975), сложенные детритом брахиопод и двустворок, фрагментами иглокожих и карбонатными иглами, с волнистой слойчатостью (отложения подводных детритовых валов). Слои зоны Z: tZA – аргиллиты алевроитистые с горизонтальной слойчатостью, многочисленными фрагментами наземных растений и остатками корневых систем (илы малоподвижного прибрежного мелководья лагун); tZB-I – биотурбированное чередование алевролитов глинистых и песчаников тонкозернистых, количество которых увеличивается кверху, с многочисленными фрагментами наземных растений (накопления подвижного мелководья лагун на трансгрессивной фазе седиментации); tZB-II – биотурбированное чередование, отличающиеся от предыдущего сокращением кверху количества песчаников (осадки подвижного мелководья лагун на регрессивной фазе седиментации). Тип KG – уголь (торфяники береговых низовых болот).

Показано, что слои образуют 4 циклотемы (рис 1.).

Первая видимой мощностью 28 м. Ее трансгрессивная часть формировалась в черепетское и кизеловское время. Ее образуют известняки типа сУС. Косьвинский максимум трансгрессии маркируют аргиллиты tXA. Затем, до конца радаевского времени, уровень моря понижался, о чем свидетельствует последовательность слоев tYC, tYB-I, tYC, tZB-II, tZA.

Вторую циклотему мощностью 18 м образуют терригенные породы бобриковского горизонта. Во время трансгрессии последовательно накапливались пески бара (tYC), лоскутные пески (tYB-II) и глубоководные илы (tXA). Регрессивную фазу маркируют сменяющие друг друга слои tYB-I, tYC, tZB-II, tZA, которые образовались благодаря смене обстановок накопления лоскутных песков, песков баров, чередований алевроитов и песков подвижного мелководья лагуны, илов малоподвижного прибрежного мелководья лагуны.

Третья циклотема мощностью 19 м сформировалась в конце бобриковского и тульское время. В ее трансгрессивной части представлена последовательность: tZB-II, чередование слоев сУС и tYB-III, tYB-II, XA (соответственно обстановки осадконакопления подвижного мелководья лагуны, подводных детритовых валов и межваловых депрессий, лоскутных песков, глубоководных илов). Регрессивную часть образуют слои tYB-III, tYC, tZA, KG (соответственно: лоскутные пески, пески бара, илы малоподвижного прибрежного мелководья лагуны, обстановки осадконакопления подвижного мелководья лагуны, торфяников береговых низовых болот).

В четвертой циклотеме видимой мощностью 12 м представлена трансгрессивная смена терригенных осадков карбонатными, которая произошла в алексинское время. В начале в обстановке подвижного мелководья лагуны накапливалось и перерабатывалось илоедами

чередование песков и алевролитов (tZB-I), которые перекрывают известняки детритовых подводных валов (сУС).

Результаты выполненного исследования могут быть использованы при корреляции разрезов визейского яруса Восточно-Европейской платформы по трансгрессивно-регрессивным циклам колебания уровня моря, имеют значение для уточнения эволюции палеогеографической ситуации этого века, выявления морфологии коллекторов углеводородов и прогнозе перспектив нефтегазоносности.

Список литературы

- Астаркин С.В.* Геологическое строение и перспективы нефтегазоносности бобриковских отложений Юго-Восточной части Русской плиты на основе выполненных литолого-палеогеографических исследований. Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. Саратов, 2019. - 197 с.
- Шишлов С.Б.* Структурно-генетический анализ осадочных формаций СПб.: С.-Петербург. горн. ин-т; ЛЕМА. 2010. – 275 с.
- Hallam A.* Facies Interpretation and the Stratigraphic Record. Oxford, San Francisco: Freeman, 1981. – 328 p.
- Irwin M.L.* General Theory of Epeiric Clear Water Sedimentation // American Association of Petroleum Geologists Bulletin. 1965. N. 49. P. 445-459.
- Selley R.C.* Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. London: Chapman and Hall. 1985. –295 p.
- Wilson J.L.* Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975. – 463 p.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ЧОКРАКСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ РЕКИ ФОРТАНГА

Боковой Д.И.*, Григорьев Г.Д.

Кубанский государственный университет, ул. Ставропольская 149, Краснодар, 350040, Россия,

*bokrya671@gmail.com

В разрезе чокракских отложений Восточного Предкавказья выделены Н.Б. Вассоевичем (1951) две свиты: нижняя, преимущественно глинистая толща (махачкалинская свита) и верхняя – песчано-глинистая (серноводская свита). Преимущественно глинистые верхнетархан-нижнечокракские отложения выделены в махачкалинскую свиту. По разрезу р. Фортанга на поверхность выходит глинисто-песчаная толща махачкалинской свиты. Нами были исследо-

ваны образцы горных пород по правому берегу р. Фортанга (Чеченская республика) между с. Бамут – с. Цеч-ахк, река берет начало с северных склонов хребта Цорейлам, и является правым притоком р. Асса.

Лабораторные исследования горных пород проводились в начале визуальным описанием, затем отмывкой цементирующего материала и получения шлихов обломочной части. Шлихи исследовались под проходящим светом в бинокляре МК-10 и видеомикроскопе СТ-2210 USB, определение минералов проводилось при помощи поляризационного микроскопа «Полам».

Петрографический анализ показал, что состав минералов в мелкозернистых песчаниках и алевролитах чокракских отложений по шлихам содержит наличие устойчивых минералов, таких как кварц, циркон, гранат, турмалин, рутил, а также дистен и ставролит.

По разрезу чокракских отложений, накопление обломочной части вероятно было смешанным. Выделяется чередование слоев мелкозернистых и крупно-среднезернистых песчаников с мелкообломочным гравелитом. Минеральный состав отличается по слоям. Встреченные прослои мелкозернистого, хорошо окатанного кварца, указывают на снос с севера, а именно с Русской плиты, хорошая окатанность зерен, возникла в процессе длительной транспортировки обломочного материала. Убывает размерность зерен кварца и полевых шпатов, связанная с разносом и перемывом обломочного материала платформенных отложений.

Анализ размерности обломочного материала в прослоях крупно-среднезернистых песчаников с окатанными и полуокатанными зернами кварца, полевых шпатов, магнетита и ильменита показал, что снос происходил в результате размыва Кавказских поднятий. О близости южного сноса указывают найденные обуглившиеся растительные остатки в обломках пород, в виде углистых отпечатков водорослей. Обуглившиеся растительные остатки северного происхождения представлены раздробленным, обуглившимся детритом в виде микроскопических обломков (менее 0.01 мм).

По минералогическому составу в образцах мелкозернистых песчаников преобладают зерна кварца, наблюдается небольшое количество устойчивых минералов - дистена и ставролита, наличие которых характерно в осадках для типично платформенных минералов (Гроссгейм, 1961). В минералогическом отношении песчано-алевритовый материал в основном состоит из зерен кварца (90%) и полевых шпатов (до 10%), остальные минералы присутствуют в небольших количествах. Из них более 60% составляют зерна магнетита, ильменита, лимонита и лейкоксена, присутствуют гранат, циркон, рутил, турмалин, эпидот, мусковит, что свидетельствует о преимущественно платформенном происхождении материала (рис.1).

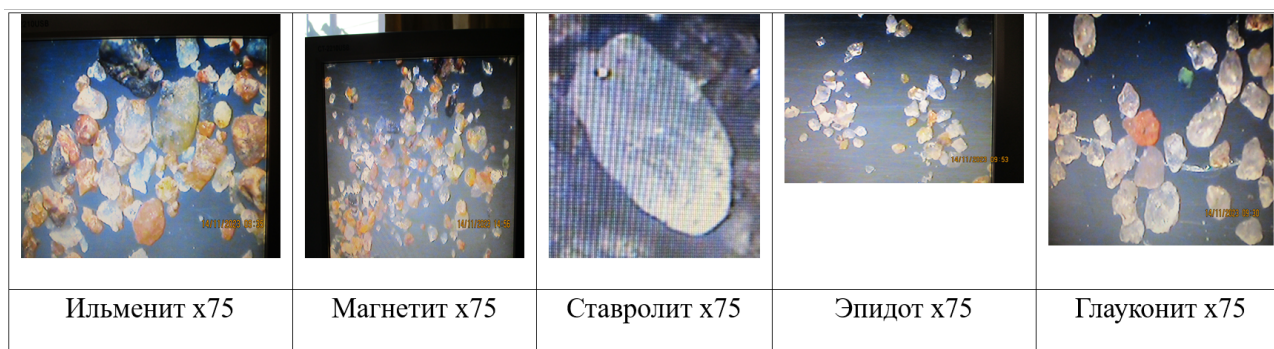


Рисунок 1. Минералы чокракских отложений по р. Фортанга.

В крупно-среднезернистых песчаниках с прослоями конгломератов наблюдается слабая окатанность зерен, которая свидетельствует о близости источника обломочного материала, а именно Кавказской суши. Песчаные и алевритовые породы здесь преимущественно мелко- и среднезернистые, плохо окатанные и сортированные. Легкая фракция представлена кварцем (58%), полевыми шпатами (29%) и обломками пород (12%). В составе минералогической группы встречены зерна ильменита-магнетита (1–5, до 10%), единичными зернами представлены роговая обманка, эпидот, гиперстен, и другие. В относительно большем количестве встречены глауконит, анатаз, моноклинные пироксены, цоизит, бурая шпинель и др. Акцессорные минералы в чокракских отложениях представлены корродированными зернами турмалина и рутила.

В глинах найдены раковины моллюсков спириалисов и лимацин (рис. 2), а так же фораминиферы родов *Rotaliida* и *Quinqueloculina* (рис. 3А), характерные чокракским отложениям (Пинчук, 2006). Вместе с неогеновыми встречены переотложенные фораминиферы из верхнемеловых отложений (рис. 3Б). Выходы верхнемеловых отложений зафиксированы в верховьях р. Фортанга, которые вероятно размывались при разрушении Кавказских поднятий, и переносились из более древних осадков в чокракский бассейн, вместе с переотложенной микрофауной.

В целом минералогический анализ пород слагающих чокракские отложения показал большое количество слюд почти во всех образцах в пределах от 30 до 50%. В небольшом количестве отмечено содержание минералов группы ильменита-магнетита (1–5%), группа устойчивых минералов представлены единичными зернами (роговая обманка, эпидот, гиперстен, андалузит и дистен). К частым минералам относятся глауконит, реже встречаются ставролит, титанит, глаукофан, моноклинные пироксены, и др. Такой состав минералов говорит о преимущественном сносе с Русской плиты, одновременно отмечена роль Кавказской суши в качестве источника сноса с переотложением обломков из более древних отложений.

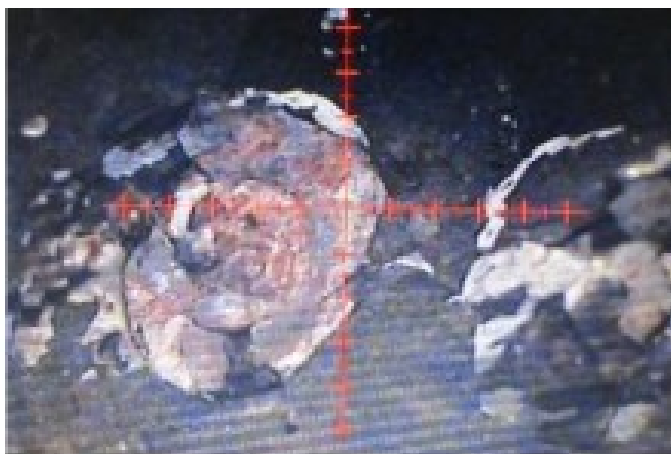
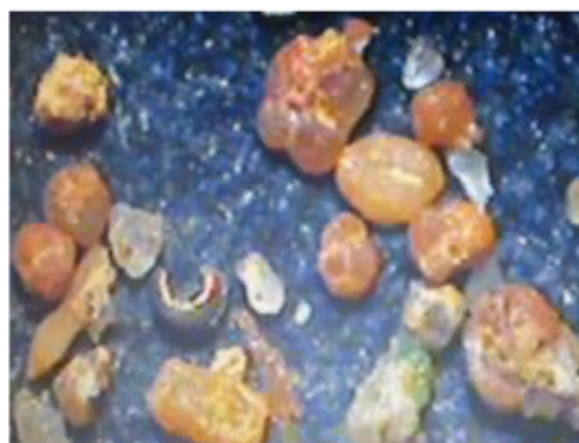


Рисунок 2. Раздробленные раковины спирателл: *Limacina* sp., *Spirialis* sp., характерные для чокракских отложений



А



Б

Рисунок 3. А - фораминиферы чокрака. Б - фораминиферы верхнего мела

Список литературы

Бетехтин А.Г. Курс минералогии. М.: Книжный Дом Университет, 2008

Годовиков А.А. Минералогия / Под ред. А. А. Годовикова. – М.: Недра, 1983. – 647 с.

Гроссгейм В.А. История терригенных минералов в мезозое и кайнозое Северного Кавказа и Предкавказья / Под ред. В.А. Гроссгейма. – Л.: Гостоптехиздат, 1961. - 373 с.

Князев В.С., Кононова И.Б. Руководство к лабораторным занятиям по общей петрографии. – М.: Недра, 1981. – 128 с.

Лодочников В.Н. Главнейшие породообразующие минералы. Изд. 5-е. / Под ред. В.Н. Лодочникова. – М.: Недра, 1974. – 244 с.

Пинчук Т.Н. Западный Кавказ и Предкавказье (олигоцен и неоген). Биостратиграфия кайнозойских отложений России и смежных территорий по фораминиферам. В кн. Практическое руководство по микрофауне СССР. Фораминиферы кайнозоя. - СПб: Недра, 2006.

Стратиграфический словарь СССР. Палеоген, неоген, четвертичная система – Л.: Недра, 1982.– 616 с.

ОВОИДОПОДОБНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ВО ВНУТРИКУПОЛЬНЫХ ГАББРОАМФИБОЛИТАХ УЧАСТКА ХАРИТОНОВСКИЙ (ИМПИЛАХТИНСКИЙ ГРАНИТОГНЕЙСОВЫЙ КУПОЛ, БАЛТИЙСКИЙ ЩИТ)

Губренко И.М.*, Котова И.К.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург,
199034, Россия, *st061495@student.spbu.ru

Внутрикупольные габброамфиболиты (ГА) – дайкоподобные тела, локализованные в гранитогнейсовом ядре купольных структур Северного Приладожья, интерпретируются как подводящие каналы раннепротерозойского базальтоидного вулканизма. Сформированы на начальном этапе развития раннепротерозойского рифтогенного пояса. Гранитогнейсовые купола в современном эрозионном срезе проявлены локальными выходами архейского фундамента в обрамлении толщ раннего протерозоя (рис. 1). Купольные структуры формировались на основе многочисленных блоков протоконтинентальной архейской коры, отторгнутых от Карельского кратона в раннем протерозое в связи с раскрытием Свекофеннского океана (Воинов, Котова, 2012). При закрытии этого океана, на аккреционно-коллизиионном этапе, протерозойские магматические породы основного состава были преобразованы в амфиболиты, а породы архейского фундамента подверглись гранитизации с формированием купольных поднятий (Ладожская ..., 2020).

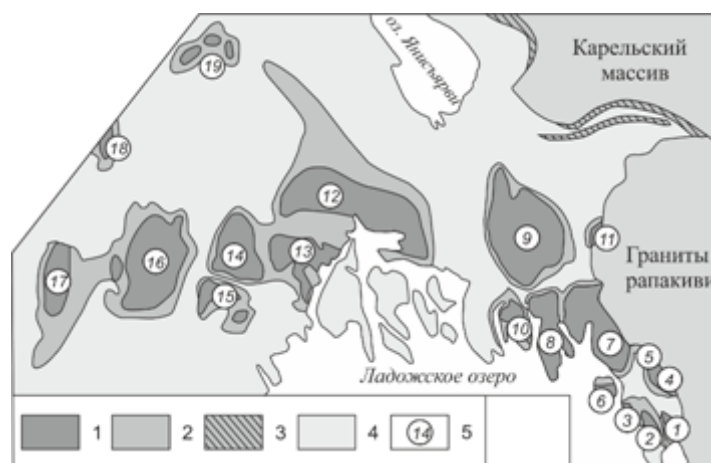


Рисунок 1. Купольные структуры Северного Приладожья (по Воинову и др., 2012): 1 – гранитогнейсы архейского фундамента (купольное ядро); 2-4 – PR1: осадочно-вулканогенные комплексы (2), доломиты и сланцы (3), метапесчаники (4); 5 – Импилахтинский купол.

В конце 80-х годов прошлого столетия А.Л. Харитоновым (устное сообщение) были выяв-

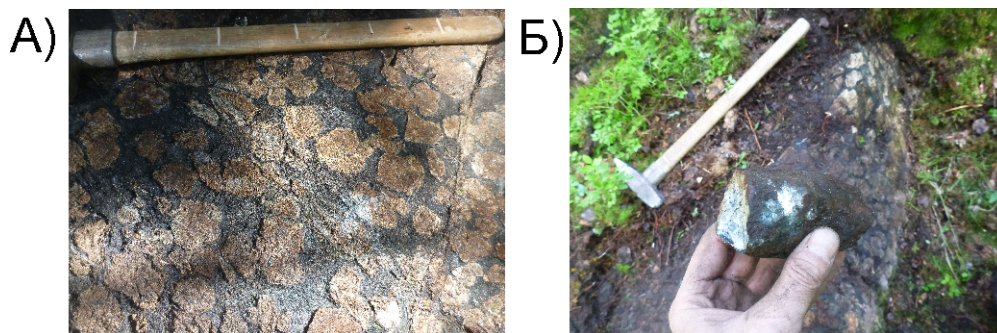


Рисунок 2. Овоидоподобные включения в габброамфиболитах. А – общий вид обнажения; Б – фрагмент овоида.

лены необычные образования в структуре одного из тел внутрикупольных ГА Импилахтинского купола. Это были лейкократовые крупные (до 20 см по длинной оси) многочисленные плагиоклазовые включения в меланократовой ГА матрице. Они имеют овоидоподобную веретенообразную форму и образуют скопления на отдельных участках ГА тела (рис. 2). До настоящего времени остаются неизученными причины таких скоплений в структуре относительно однородного ГА тела. Работы по изучению состава оных отсутствуют.

Для решения вопроса о происхождении таких необычных образований поставлена следующая цель: выявить особенности состава и строения ГА с овоидоподобными включениями. Исходным материалом для исследования послужила полевая документация участка Харитоновский, выполненная студентами геологического факультета под руководством преподавателей в рамках специализированной учебной практики в 2016 году (Анисимов и др, 2016).

Участок расположен в северо-западной части Импилахтинского купола (рис. 1), южнее озера Неувосенлампи. ГА интрузивное тело залегает субвертикально в гранитогнейсах купольного ядра, вытянуто в меридиональном направлении. Зона с овоидоподобными структурами вытянута вдоль северо-восточного контакта интрузива, ее мощность варьируется от 1-2 м до 30 м. Контакт не ровный, в эндоконтакте встречаются крупные ксенолиты вмещающих гранитогнейсов. Овоидоподобные включения имеют размеры 3-15 см по длинной оси и 1-5 см в поперечнике, форма обычно веретенообразная со сглаженными контурами, реже – угловатая (рис. 2), обломочная. Сложены преимущественно плагиоклазом трех разновидностей; 1) крупные (более 2 мм), самые ранние «реликтовые» плагиоклазы, с резорбированными краями, характерными простыми двойниками, интенсивно соссюритизированные (рис. 3Г,Д,Е), номера плагиоклазов 50-65; 2) мелкие таблитчатые кристаллы (0.2 – 0.5 мм) с полисинтетическими двойниками, с номерами в двух диапазонах – 20-25 и 35-40; 3) округлые «гранулированные» зерна, мелкие (менее 0.3 мм), без вторичных изменений, измерить номер оптическими методами невозможно. Плагиоклазы 2-й и 3-й разновидностей инъекци-

руют и резорбируют плагиоклазы 1-й разновидности (рис. 3Б,Д,Е).

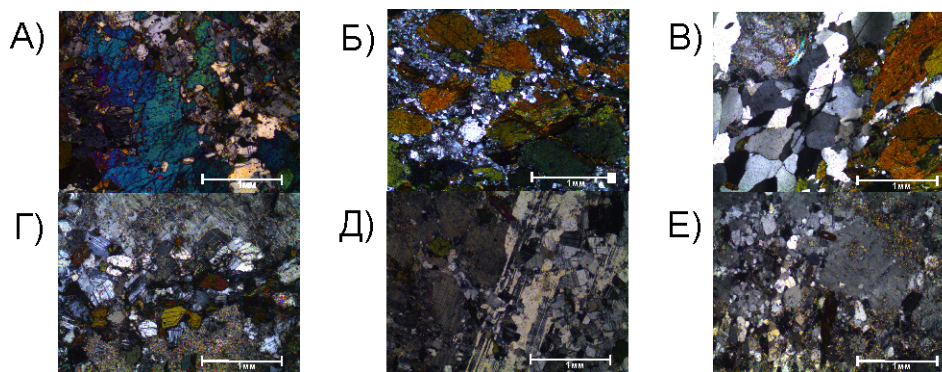


Рисунок 3. Разновидности плагиоклазов в породах участка Харитоновский (фото шлифов, с анализатором). В габброамфиболитах центральной части массива (А): таблитчатый среднезернистый гипидиоморфный плагиоклаз. В структуре меланократового матрикса, выполняющего межовоидное пространство (Б, В): мелкозернистый ксеноморфный «гранулированный» плагиоклаз в межзерновом пространстве амфиболов (нижняя правая часть фотографий), контакт с фрагментом овоида. В составе овоидоподобных включений: реликты крупных резорбированных кристаллов плагиоклаза с «теневыми» структурами простых двойников (Г, Д, Е); мелкозернистый ксеноморфный «гранулированный» плагиоклаз в ассоциации с амфиболом, образующий сегрегации (Б, Е) и инъецирующий реликтовый плагиоклаз (Е); средне-мелкозернистый таблитчатый плагиоклаз, резорбирующий и инъецирующий реликтовый плагиоклаз (Д, Е).

С учетом приконтактового расположения и наличия угловатых форм плагиоклазовых включений, можно предположить, что включения являются обломками вмещающих брекчированных пород. Зона брекчирования вмещающих, преимущественно плагиоклазовых пород была инъецирована («пропитана») базальтоидным расплавом при внедрении магмы. Обломки вмещающих пород (более кислых) были частично контаминированы базальтоидным расплавом, вследствие чего приобрели округлую форму. Крупные резорбированные зерна плагиоклаза – сохранившиеся фрагменты обломков древних вмещающих пород, а сегрегации мелкозернистого плагиоклаза 2-й и 3-й разновидностей – результат кристаллизации гибридного расплава, сформированного при контаминации.

Для изучения высказанной версии было проведено сравнение плагиоклазовых ассоциаций овоидов с ГА из центральной части массива (рис. 4; точки наблюдения 6 и 10) и с меланократовой матрицей, цементирующей овоиды.

Для ГА типична одна разновидность плагиоклазов: таблитчатые зерна, 3-7 мм в поперечнике (рис. 3А), номер от 20 до 40. Для структуры меланократового матрикса, цементирующего овоиды (рис. 3Б,В), характерны плагиоклазы, которые располагаются в межзерновом пространстве амфиболов и соответствуют 2-й и 3-й овоидным разновидностям. Можно полагать, что эти плагиоклазы, в овоидах и межовоидном матриксе, кристаллизовались из одного и того же «гибридного» расплава. Его состав формировался при взаимодействии магмы с обломками приконтактовых вмещающих пород, что привело к частичной ассимиляции

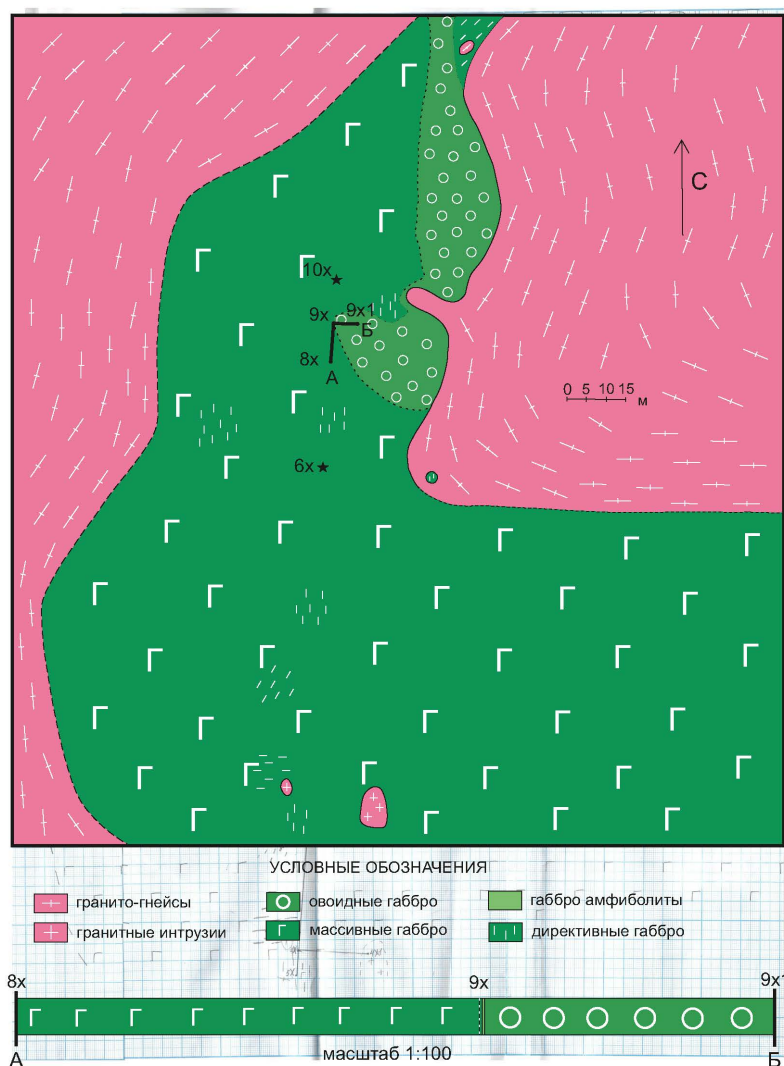


Рисунок 4. Схема геологического строения участка Харитоновский.

вещества этих обломков. Такой расплав заполнял пространство между обломками и резорбировал эти обломки.

Список литературы

- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерогения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 436 с.
- Анисимов Р., Архангельский В., Брюхова Е. и др. Отчет о специализированной учебной практике студентов 3 курса / ООП по уровню бакалавриат, по направлению 020700 «Геология». СПбГУ, ИНОЗ, 2016.
- Воинов А.С., Котова И.К. Геология и геологические экскурсии в районе Импилахтинского учебного полигона: учеб. метод. руководство по студенческой геологической практике. СПб.: С.-Петерб. ун-т, 2012. 40 с.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КАРБОНАТНО-СИЛИКАТНЫХ ПОРОД ХАПЧАНСКОЙ СЕРИИ (ЮГО-ЗАПАДНАЯ ЧАСТЬ АНАБАРСКОГО ЩИТА)

Донченко Д.Р.^{1*}, Акимова Е.Ю.¹, Савельев А.Д.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st097747@student.spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия

Метакарбонатные породы докембрия нередко несут информацию об условиях ранних этапов осадконакопления и позволяют охарактеризовать климатические и геохимические обстановки, зафиксировать следы возникновения и развития жизни на Земле. С массивами метакарбонатных пород часто связаны месторождения полезных ископаемых (цинка, свинца, меди и др.). Объектом данного исследования стали карбонатно-силикатные породы протерозойской билээх-тамахской толщи хапчанской серии юго-запада Анабарского щита, химический состав которых ранее детально не изучался (рис. 1).

Билээх-тамахская толща (PR₁bt) составляет ядерную часть синклиория, сложенного породами хапчанской серии, в виде выдержанной полосы шириной 8–10 км, ограниченной с обеих сторон выходами хаптасынахской толщи. Контакты толщ, как правило, тектонические. Граница билээх-тамахской толщи проводится по подошве мощной пачки гранатосодержащих гнейсов. Толща сложена гранатовыми, гиперстен-гранатовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, реже плагиогнейсами с прослоями и линзами двупироксеновых, гиперстеновых, клинопироксеновых, кордиерит-силлиманитовых гнейсов и плагиогнейсов, карбонатно-силикатных пород, клинопироксен-скаполитовых пород (Государственная ..., 2016).

Из трех линз карбонатно-силикатных пород было отобрано 14 проб (рис. 1). Первичная диагностика минералов в шлифах осуществлялась в РЦ «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ при помощи поляризационного микроскопа Leica DM4500P. Изучение химического состава валовых проб образцов осуществлено в ЦАЛ ФГБУ «ВСЕГЕИ». Определение петрогенных окислов проводилось XRF-методом на приборе ARL-9800, редких и редкоземельных элементов – ICP-MS-методом на приборе ELAN-6100 DRC.

Минеральный состав карбонатно-силикатных пород сильно варьирует, можно наметить две разновидности. В породах первой разновидности матрица сложена кальцитом, в ней присутствуют порфиروبласты форстерита, клинопироксена, шпинели и кальциевого амфибола. В подчиненном количестве встречаются доломит, флогопит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат, минералы группы гумита. Очень редко попадаются реликты ортопироксена. От-

мечаются реакционные структуры: каймы доломита вокруг шпинели, а также каймы флогопита и клинопироксена вокруг калиевого полевого шпата, форстерита, ортопироксена. Встречаются поздние кварцевые жилки. В породах второй разновидности матрица сложена кварцем и кальцитом, в ней присутствуют порфиробласты кальциевого граната, клинопироксена. В подчиненном количестве встречаются скаполит, плагиоклаз, калиевый полевой шпат. Акцессорные минералы представлены титанитом, алланитом и апатитом, попадаются единичные зерна везувиана. Отмечаются каймы клинопироксена вокруг калиевого полевого шпата.

Химический состав изученных пород также сильно варьирует: наблюдаются широкие вариации химического состава, выражающиеся в увеличении содержания SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O и K_2O по мере уменьшения содержания CaO и MgO (рис. 2). По содержанию SiO_2 рассматриваемые породы можно разделить на три группы (по Розен и др., 2005): силикатные мрамора (содержание кремнезема 4.15–18.93 масс.%), карбонатно-силикатные породы (13.62–50.89

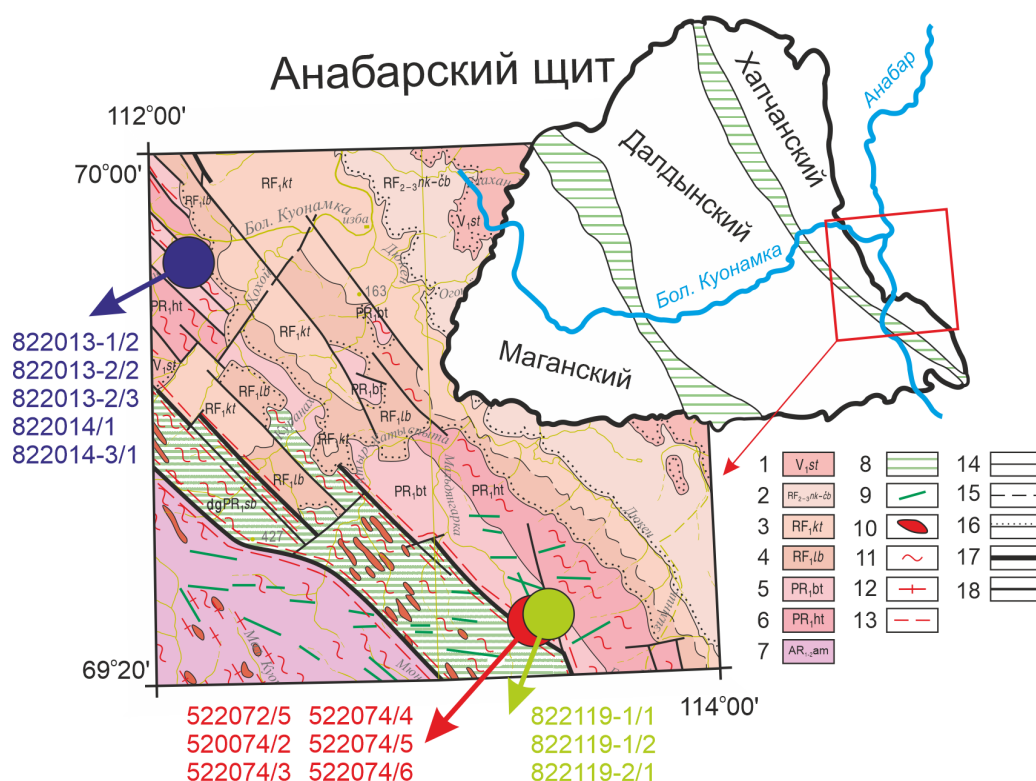


Рисунок 1. Точки пробоотбора на упрощённой геологической карте листа R-49-XXIII, XXIV (Государственная ..., 2016, с изменениями). Красным цветом обозначены породы первой линзы, синим – второй, зеленым – третьей. Условные обозначения: 1 – старореченская свита, 2 – нерасчленённые некулээхская и чурбукская свиты, 3 – котуйканская свита, 4 – лабазтахская свита, 5 – билээх-тамахская толща, 6 – хаптасыннахская толща, 7 – амбардахская толща, 8 – мигматит-гнейсовые комплексы, 9 – рифейские дайковые комплексы ($q\beta RF_1$), 10 – маганские граниты ($\gamma PR_1 mg$), 11 – мигматизированные породы, 12 – гранитизированные породы, 13 – линейные зоны тектонитов, 14-16 – геологические границы: согласные (достоверная и предполагаемая), несогласная, 17 – главные разломы, 18 – второстепенные разломы.

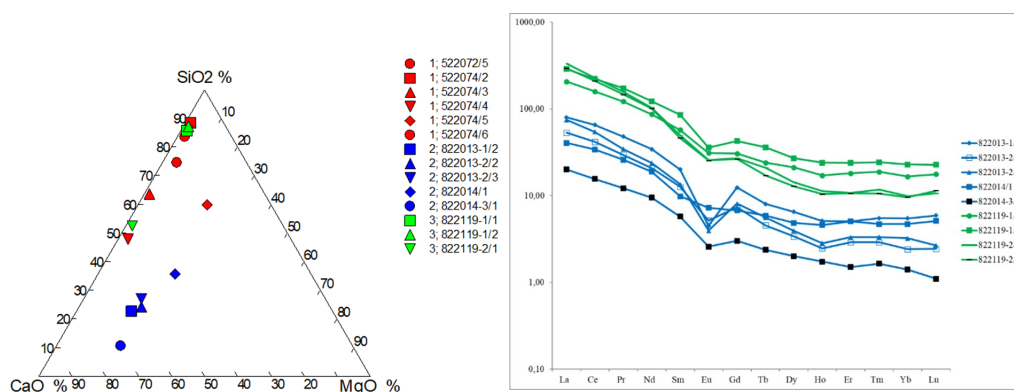


Рисунок 2. Диаграмма SiO₂-CaO-MgO для карбонатно-силикатных пород хапчанской серии (слева) и распределение содержаний редкоземельных элементов в породах второй и третьей линзы (справа).

масс.%) и известково-силикатные породы (>55.39 масс.%). Важно отметить, что породы, взятые из второй линзы карбонатно-силикатных пород, содержат намного меньше SiO₂ и Al₂O₃ относительно двух других линз.

Внутри линз прослеживается четкая зональность по содержанию кремнезема в породах: образцы, взятые из центральной части линз, менее богаты SiO₂, чем образцы, приуроченные к их периферии. По-видимому, такие широкие и закономерные вариации связаны с неоднородностью распределения терригенной примеси в протолите карбонатно-силикатных пород, но могут объясняться и наложенными метасоматическими процессами (например, скарнированием). Этот вопрос требует дальнейших исследований.

Содержание ряда малых и редких элементов (Cr, Co, V) в карбонатно-силикатных породах относительно хорошо коррелируется с SiO₂ и Al₂O₂. Вероятно, это связано с тем, что данные микроэлементы присутствовали в составе терригенной примеси в протолите карбонатно-силикатных пород.

Наблюдаются широкие вариации содержания U (<0.1–6.37 ppm) и Th (0.12–16 ppm), отношение Th/U изменяется в пределах от 0.9 до 3.9 ppm, хотя для «чистых» карбонатных пород обычно характерно Th/U ≤ 2 (Урманцева и др., 2012). В данном случае широкие вариации содержания U и Th могут свидетельствовать о присутствии этих микроэлементов в составе варьирующей силикатной примеси.

Общее содержание редкоземельных элементов в породах варьирует от 22.8 до 320.7 ppm, однако спектр их распределения примерно одинаковый (рис. 2). Практически во всех образцах отмечается более высокое количество LREE по отношению HREE (отношение La/Yb в среднем 21.5 ppm, La/Sm в среднем 5.9 ppm).

Большинство спектров распределения REE исследуемых пород характеризуется выраженной отрицательной Eu-аномалией (рис. 2), присутствие которой, по-видимому, характер-

но для карбонатно-силикатных пород (Kamkicheva et al., 2016).

Таким образом, нам удалось установить, что карбонатно-силикатные породы из трех изученных линз среди гнейсов хапчанской серии сильно различаются по минеральному и химическому составу, несмотря на их близкое структурное положение. И даже внутри самих линз отмечаются существенные вариации химического состава пород. Вероятно, эти вариации нельзя связать только с различной долей примеси терригенного материала в протолите карбонатно-силикатных пород – необходимо дальнейшее изучение возможного влияния наложенных метасоматических процессов.

Список литературы

- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
- Розен О.М., Феттес Д., Десмон Ж. Химический и минеральный составы метакарбонатных пород в условиях регионального метаморфизма и предложения по классификации // Геология и геофизика, 2005. Т. 46. № 4. 357–366 с.
- Урманцева Л.Н., Туркина О.М., Капитонов И.Н. Состав и происхождение протолитов палеопротерозойских кальцифиров Иркутского блока (Шарыжалгайский выступ Сибирской платформы) // Геология и геофизика, 2012. Т. 53. № 12. 1681–1690 с.
- Kamkicheva O.N., Voznaya A.A., Mikhailova T.V., Griбанова G.I. Resource Approach to the Estimation of International Cooperation in Integrated Development of Calciphyre Deposits // The 8th Russian-Chinese Symposium. Coal in the 21st Century: Mining, Processing and Safety, 2016, 1–4 с.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ ПОРОД ЗАПАДНО-БИРИГИНДИНСКОГО КАРБОНАТИТОВОГО МАССИВА, АНАБАРСКИЙ ЩИТ

Ефремов М.А.^{1*}, Савельев А.Д.^{1,2}, Алфимова Н.А.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st098022@student.spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия

Целью данного исследования является установление петрографической принадлежности пород Западно-Бирингиндинского карбонатитового массива, образцы которых были отобраны в ходе полевых работ Анабарской партии-2 ФГБУ «ВСЕГЕИ» на территории Куонам-

ской площади (лист R-49-XXIII, XXIV) в 2022 году, а также провести сравнение пород изучаемого массива с породами близкорасположенного потенциально рудоносного Мальджангарского массива.

Согласно данным предшественников, Западно-Биригиндинский массив, относящийся к Биригиндинскому редкометалльному району Анабарского щита, представляет собой серию поднятий, в которых локализованы карбонатит-альнеитовые тела, не выходящие на дневную поверхность (Гусев и др., 2016). По геофизическим данным диаметр массива может достигать 7 км, при этом для изучения доступно всего лишь одно поднятие $\approx 750 \times 500$ м, где крупные обломки массива можно найти в шурфах на глубине от 1-1.5 м. (т.н. 522077 и 522078), а также небольшая область к западу с мелкими обломками (т.н. 822114) (рис. 1).

Первичная диагностика минералов в шлифах осуществлялась в РЦ Микроскопии и микроанализа СПбГУ при помощи поляризационного микроскопа Leica DM4500P. В ходе исследования были установлены следующие разновидности пород:

Вмещающие метаморфические породы представлены кварц-плагиоклазовыми, кварц-гранат-полевошпатовыми и кварц-двуполевошпатовыми гнейсами. В процентном соотношении, зёрна кварца доминируют во всех породах и занимают более 50% площади шлифа. В некоторых образцах пород наблюдаются вторичные изменения: наблюдаются следы карбонатизации и серицитизации. Среди акцессорных минералов, помимо граната, занимающего 20% площади шлифа в одной из разновидностей пород, встречались также клинопироксен, ортопироксен, биотит. Размеры зёрен кварца от 0.3 до 1 мм (образцы 822114/2, 522078/2, 522078/3).

Первой разновидностью пород, выделенной непосредственно в массиве, стали карбонатиты. В минеральном составе породы преобладают карбонаты в основной массе, занимающей 40-60% от всей площади шлифа. Во вкрапленниках представлены следующие минералы: плагиоклаз (25%), щелочной калиевый полевой шпат (15%). Акцессорные минералы представлены рудными минералами, нефелином и биотитом. Структура породы порфировая, текстура массивная (образец 522077/3).

Вторая разновидность пород определена как карбонатизированный фонолит, имеющий следующий минеральный состав (в объёмных %): 60% щелочного калиевого полевого шпата и 40% нефелина, среди акцессорных минералов присутствуют игольчатый эгирин, биотит и карбонаты в тонкозернистой основной массе. Структура породы порфировая, среднезернистая, текстура массивная (образец 522077/4).

Третья разновидность пород была идентифицирована как альнеит с признаками карбонатизации. Порода имеет следующий минеральный состав: карбонаты (70%), биотит (10%),

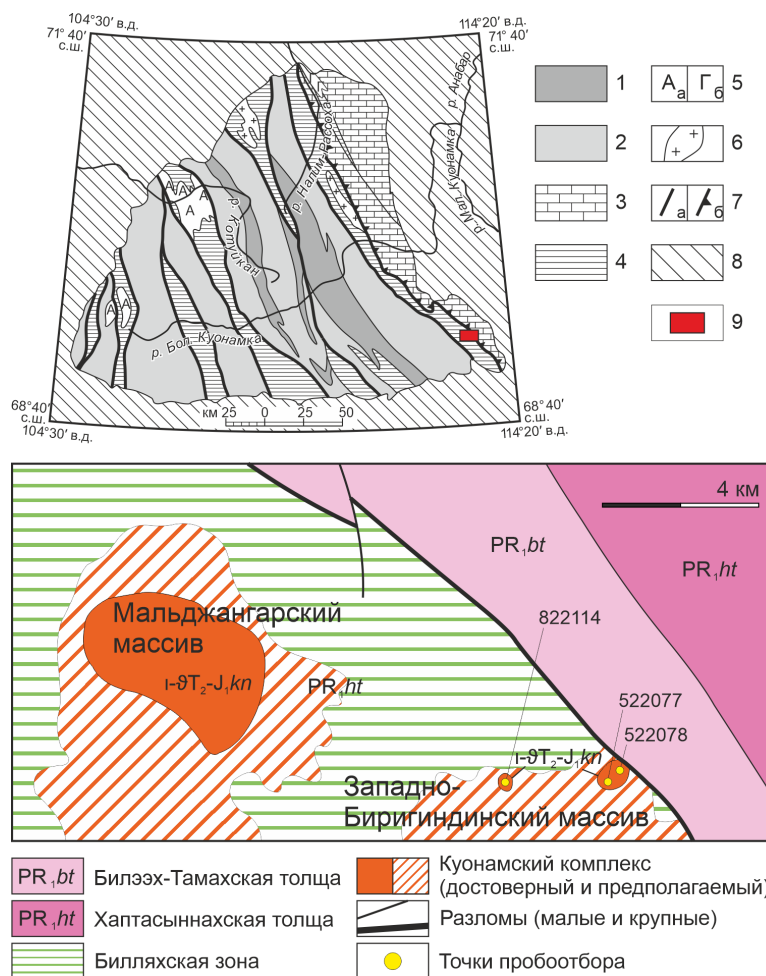


Рисунок 1. Схема геологического строения Анабарского щита (сверху, по Гусев и др., 2020) и врезка с упрощённой геологической схемой территории исследования (снизу, на основе (Государственная ..., 2016) и по материалам авторов). 1–3 – метаморфические образования архея и раннего протерозоя:

1 – далдынская серия, 2 – верхнеанабарская серия, 3 – хапчанская серия (хаптасыннахская и билээх-тамахская толщи); 4 – раннепротерозойские зоны смятия; 5 – интрузивные образования: а – анортозиты, б – габброиды; 6 – автохтонные и параавтохтонные гранитоиды; 7 – главные разломы: а – крутопадающие, б – надвиги; 8 – платформенный чехол; 9 – изученная площадь.

и калиевый полевой шпат (10%), а также оливин и пироксен (суммарно занимают 10% площади шлифа). Структура породы гипидиоморфная, текстура массивная (образец 522078/4). Также, была встречена ожелезнённая разновидность альнеита, отличающаяся порфировидной структурой и большим содержанием цветных минералов (образец 522077/2).

В результате исследования были установлены следующие типы пород, слагающих Западно-Биригиндинский карбонатитовый массив: карбонатизированные фонолиты, карбонатиты и альнеиты. Сопоставляя ассоциации пород, Западно-Биригиндинского и соседнего Мальджангарского массивов, можно сделать вывод о схожести не только строения, но и петрографических характеристик пород массивов (Гусев и др., 2022). Но в силу лучшей изученности, Мальджангарский массив отличается более широким разнообразием установленных разновидностей карбонатитов. В связи с этим необходимо дальнейшее исследование и рас-

ширение имеющихся данных о разновидностях пород Западно-Биригиндинского карбонатитового массива, поскольку Мальджангарский массив рассматривается как благоприятный для выявления комплексного редкоземельного и редкометалльного оруденения (Гузев и др., 2022).

Список литературы

- Гузев В.Е., Молчанов А.В., Хорохорина Е.И., Семенова В.В. Петролого-геохимические характеристики карбонатитов Мальджангарского массива (Анабарский щит) – Региональная геология и металлогения, 2022 – № 91. – С. 52–67.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
- Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Ларионов А.Н., Скублов С.Г. Реликты эоархейской континентальной коры Анабарского щита, Сибирский кратон - Петрология, 2020. Т. 28. № 2. С. 115-138.
- Молчанов А.В., Гузев В.Е., Лепехина Е.Н., Крымский Р.Ш., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Хорохорина Е.И. Мальджангарский карбонатитовый массив (Анабарский щит): возраст магматизма и оруденения (U-Pb и Re-Os изотопные системы) // Геология и геофизика, 2022. – Т. 63. № 12. – С. 85–99.

ВЛИЯНИЕ СПОСОБОВ БУРЕНИЯ НА КАЧЕСТВО ДАННЫХ ГИС

Зозуля Б.А.*

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *zozulyab2020@gmail.com

Проведение акустического каротажа в процессе бурения осложнено различными факторами, которые вызывают помехи в процессе измерений. Этими факторами являются: свойства бурового раствора, шум долота, способ бурения (с вращением бурильной колонны или без вращения) и т.д. Цель данной работы заключается в изучении влияния способа бурения на качество геофизических данных, используя показания азимутального прибора акустического каротажа ХВАТ и азимутального гамма-гамма плотностного каротажа ALD от компании Halliburton.

Так как азимутальные приборы гамма-гамма плотностного каротажа не могут регистрировать имидж плотности и псевдокавернометрию в режиме слайдирования, а у акустического кросс-дипольного каротажа (Market, Bilby, 2012) имеется множество факторов, создающих

помехи, данные с них не могут быть получены в интервале бурения без вращения бурильной колонны.

В связи этим во время бурения скважины в режиме слайдирования запись акустического кросс-дипольного каротажа не осуществлялась. Для того, чтобы иметь запись каротажа на этих интервалах, было принято решение перезаписывать эти участки с вращением инструмента сразу после того, как данный участок был пробурен. Во время анализа диаграммы когерентности было обнаружено, что перезаписанные интервалы имеют более четкое изображение, чем записи, сделанные в процессе бурения.

В ходе проведения комплекса геофизических исследований скважин (ГИС) в процессе бурения скважины на месторождении Восточной Сибири был пробурен участок диаметром 219.1 мм и длиной 511 м. Бурение в режиме слайдирования составило 38.4%, а бурение с помощью ротора 61.6%. Комплекс каротажа в процессе бурения включал гамма-гамма плотностной и акустический кросс-дипольный каротажи.

На рисунке 1 в интервалах 2841.82-2850.82 м, 2855.82-2873.82 м и 2879.82-2884.82 м по стволу записывался акустический каротаж во время бурения роторным способом. Интервалы 2836.82-2841.82 м, 2850.82-2855.82 м и 2873.82-2879.82 м по стволу были пробурены в режиме слайдирования и перезаписаны кросс-дипольным акустическим каротажом с вращением с помощью ротора. Видно, что на диаграмме когерентности присутствуют помехи, они выделены красным цветом. Данные помехи наблюдаются по всем интервалам, пробуренным роторным способом (из-за влияния помех от работы долота), в то время как в перезаписанных участках помех нет.

Способы бурения также оказывают влияние на качество записи данных азимутального гамма-гамма плотностного каротажа (имиджа плотности и псевдокаверномера). Как видно на рисунке 1, участок имиджа и кривой диаметра скважины на последнем интервале слайдирования перед забоем (2869-2874 м по стволу) отсутствует, так как было принято решение не перезаписывать его, в то время как акустический кросс-дипольный каротаж был перезаписан во всех интервалах слайдирования.

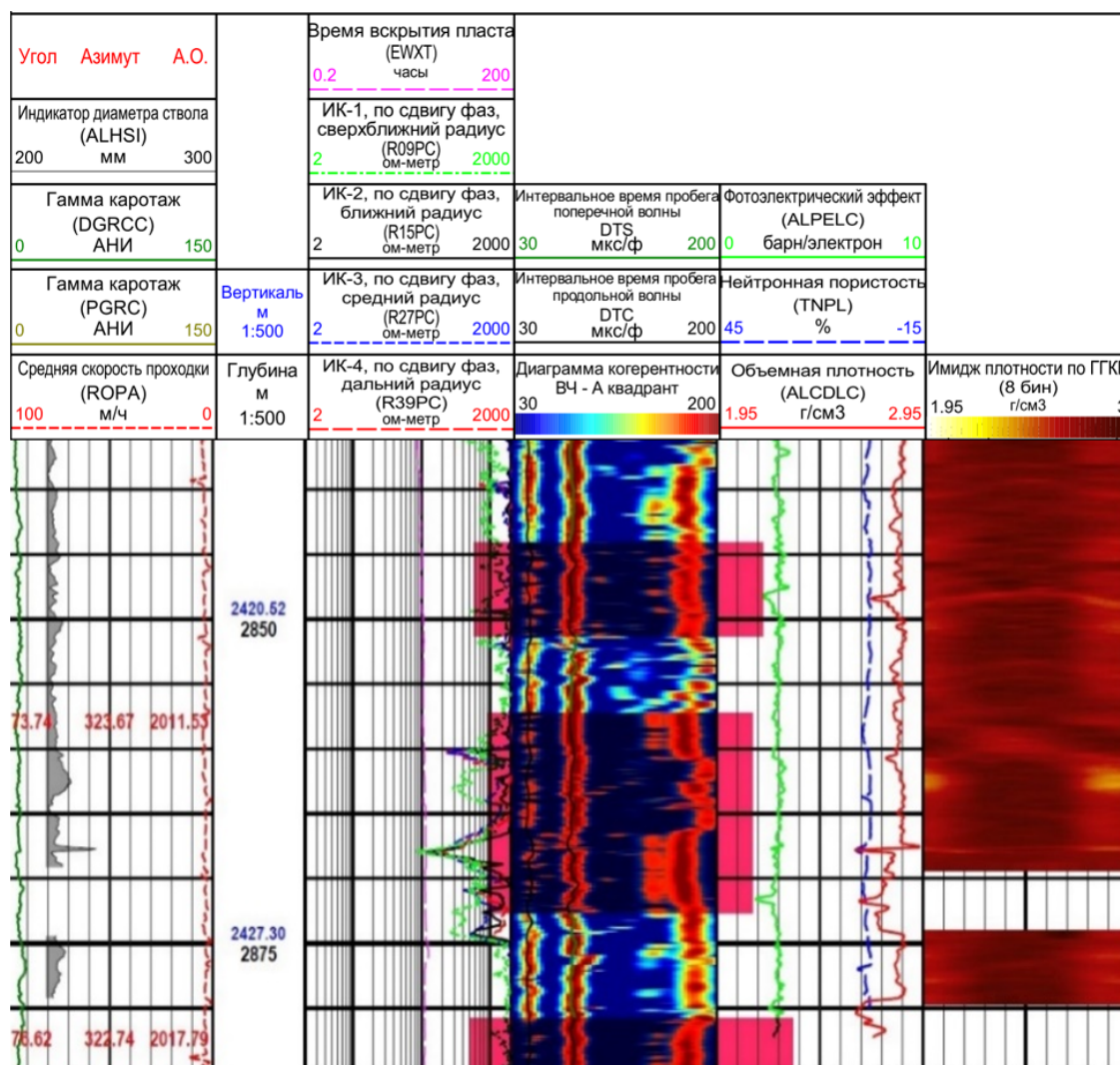


Рисунок 1. Диаграмма данных каротажа в процессе бурения в интервале 2830-2885 м по стволу.

Список литературы

Market J., Bilby C. Introducing the First LWD Crossed-Dipole Sonic Imaging Service // Petrophysics - The SPWLA Journal of Formation Evaluation and Reservoir Description. – 2012. N. 53. – P. 208-221. 208-221.

УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ВЕРХНЕЮРСКИХ ПЛАСТОВ Ю_1^{3-4} И Ю_1^2 ВАСЮГАНСКОЙ СВИТЫ КАЗАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Зотова Н.В.*, Шишлов С.Б.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st087382@student.spbu.ru

Казанское нефтегазоконденсатное месторождение расположено в Парabelьском районе Томской области и относится к Пудинскому району Васюганской области Западно-Си-

бирской нефтегазоносной провинции. Основные промышленные притоки углеводородов на месторождении получены из пласта Ю₁ верхней подсвиты васюганской свиты. Сложное строение и латеральная изменчивость этого стратиграфического интервала определяет актуальность реконструкции обстановок его формирования. (Закревский и др, 2016)

Настоящая работа посвящена продуктивным пластам Ю₁³⁻⁴ и Ю₁². Она основана на структурно-генетическом анализе (Шишлов, 2010) материалов полученных при описании керна восьми скважин и анализе результатов их геофизических исследований: гамма-каротажа (ГК) и каротажа потенциала собственной поляризации (ПС).

Использование типизации слоёв эпиконтинентальных терригенных формаций (Шишлов, 2010) позволило установить 13 структурно-генетических типов слоёв: алевролиты глубоководного низкодинамичного шельфа (тип ХА); тонкие чередования алевролитов и песчаников (типы YB-I, YB-II, YB-III), песчаники (типы YC-II, YC-III, YC-IV) высокодинамичного шельфа; тонкие чередования алевролитов и песчаников подвижного (типы ZB-I, ZB-II) и алевролиты малоподвижного (типы ZA-I, ZA-II) мелководья лагуны, песчаники речных дельт и эстуариев (типы ZC-I, ZC-II, ZC-III) и угли низовых болот побережий (тип KG).

Применение концептуальной модели обстановок осадконакопления в юрско-раннемеловом эпиконтинентальном бассейне Западной Сибири (Шишлов, Дубкова, 2023) при анализе вертикальных последовательностей слоев обеспечило выявление следов трансгрессивно-регрессивных колебаний уровня моря, ставших основным критерием детальной корреляции частных разрезов. На ее основе составлена серия палеогеографических схем для узких интервалов геологического времени, соответствующих трансгрессивным (Tmax) и регрессивным (Rmax) максимумам эволюции обстановок осадконакопления в палеобассейне (рис. 1, 2).

В результате показано, что интервал Ю₁³⁻⁴ формировался в течение двух (I и II) трансгрессивно-регрессивных циклов. В это время происходила эволюция лагунной и речной систем седиментации. На трансгрессивных фазах береговая линия смещалась к востоку и на лагунных отложениях накапливались осадки баров и подводных валов. В устье впадающей в лагуну реки возникал воронкообразный залив – эстуарий. Можно предполагать, что в это время переуглубленную долину реки заполнял аллювий (Posamentier, Allen, 1999). На регрессивных фазах береговая линия смещалась к западу. За счет углубления речной долины твердый сток в лагуну увеличивался, и в устье реки формировалась дельта.

Между окончанием формирования пласта Ю₁³⁻⁴ и началом образования пласта Ю₁² на регрессивной фазе III цикла огромную площадь занимали торфяники низовых болот, захоронение которых привело к формированию угольного пласта У₁ (рис. 2).

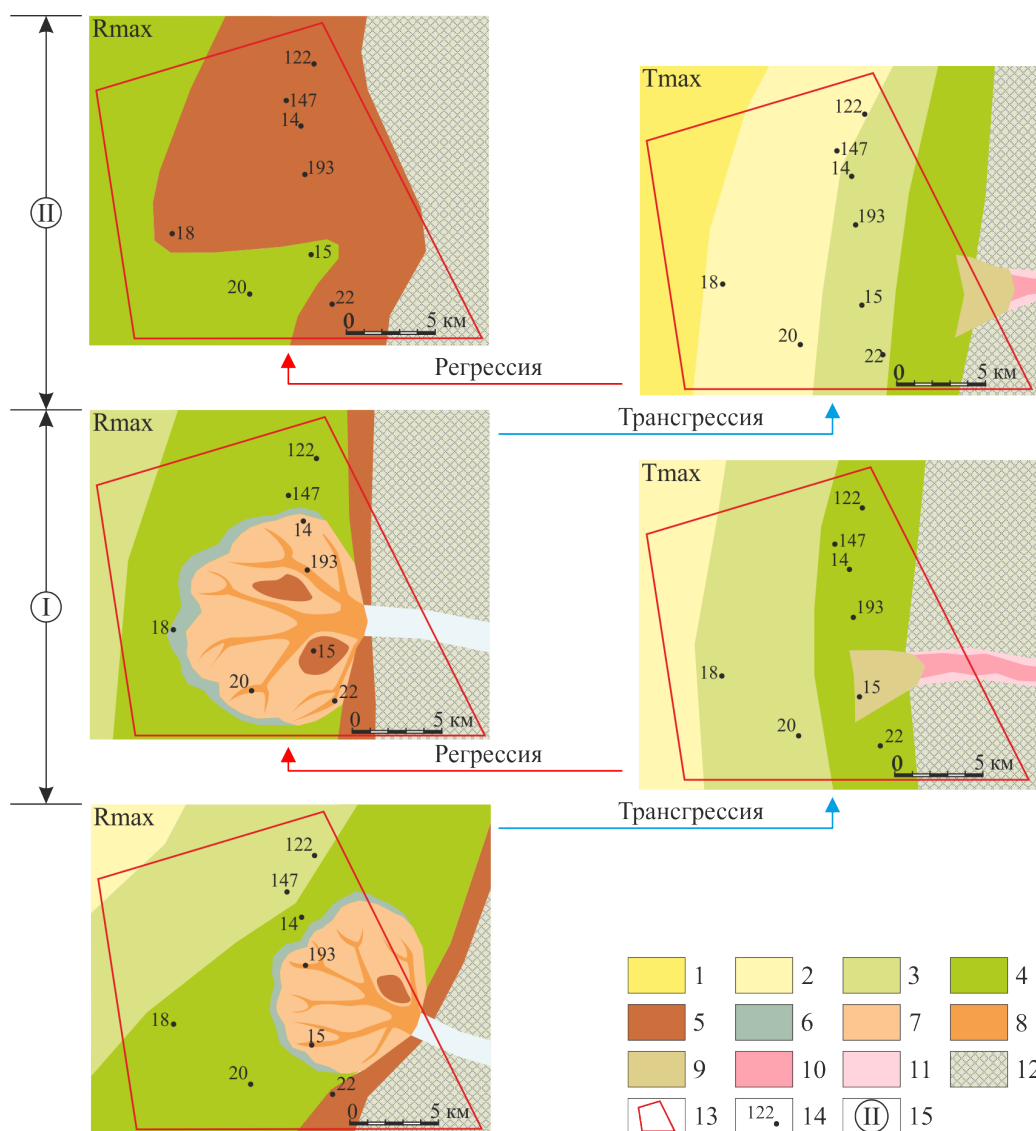


Рисунок 1. Палеогеографическая ситуация во время трансгрессивных (Tmax) и регрессивных (Rmax) максимумов при формировании пласта Ю₁³⁻⁴. 1–12: обстановки накопления: 1 – песков подводных валов, разделенных межваловыми депрессиями (чередования алевритов и песков), 2 – песков островных баров, 3 – чередований алевритов и песков подвижного мелководья лагуны, 4 – глин и алевритов малоподвижного мелководья лагуны, 5 – торфяников низовых болот; 6 – чередований алевритов и песков проделты; 7 – песков дельтовой равнины; 8 – песков дельтовых проток; 9 – песков эстуария; 10 – песков, гравийников и галечников русла; 11 – чередований алевритов и песков поймы; 12 – абрадируемая суша; 13 – границы месторождения; 14 – скважины и их номера; 15 – номера трансгрессивно-регрессивных циклов седиментации.

Пласт Ю₁² образовался в течение трех (IV, V, VI) трансгрессивно-регрессивных циклов в обстановках лагуны и высокодинамичного шельфа (см. Рис. 2). Песчаный материал накапливался на максимумах трансгрессий в обстановках баров и подводных валов. Пятый цикл отличается значительным смещением обстановок осадконакопления на юго-восток. В это время за счет ветрового нагона вод произошло разрушение островного бара и в лагуне образовалась песчаная дельта прорыва. Регрессивные фазы отличаются накоплением лагунных алевропелитовых отложений и торфяников низовых болот побережий. Формирование

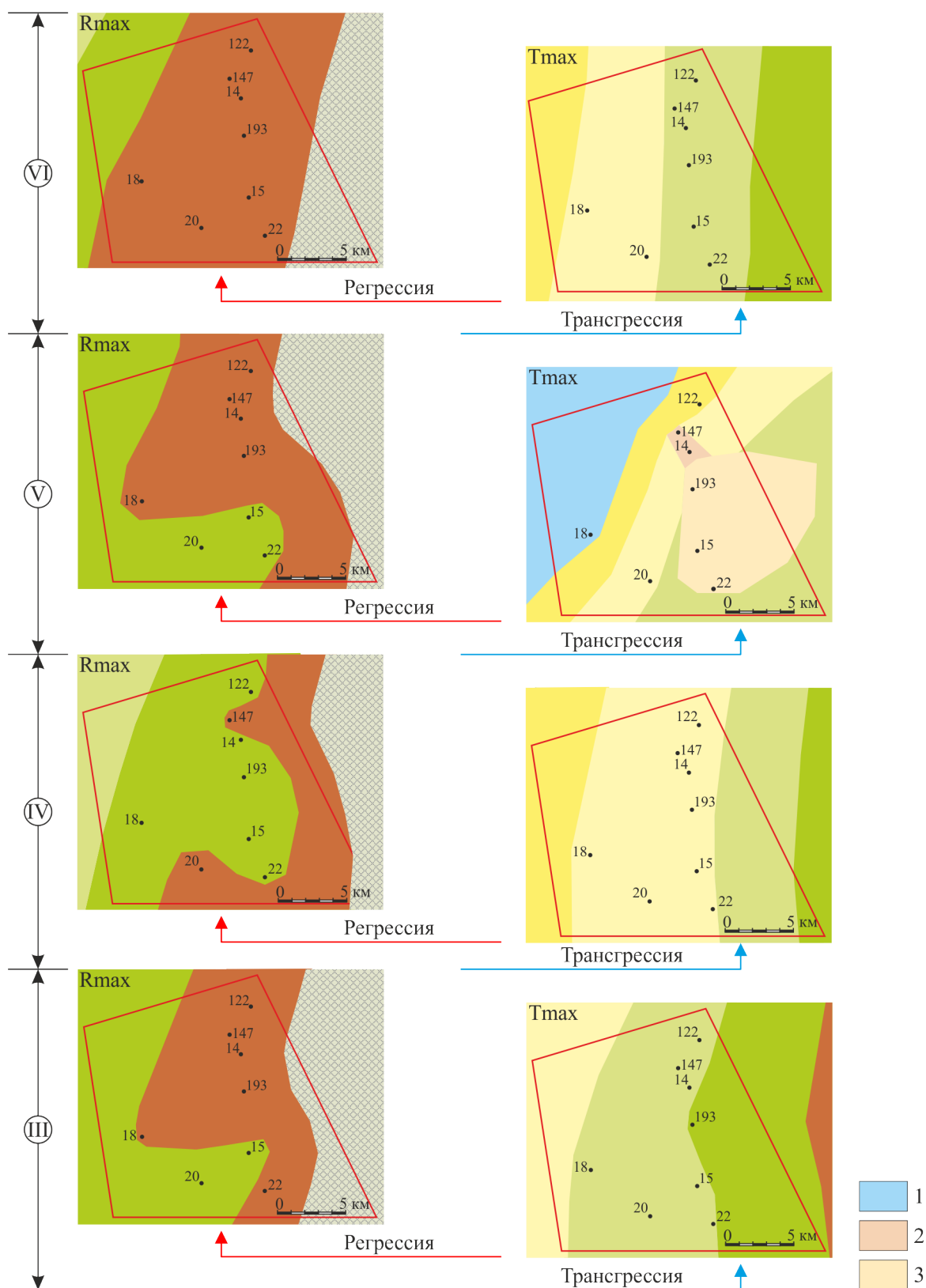


Рисунок 2. Палеогеографическая ситуация во время трансгрессивных (Тmax) и регрессивных (Rmax) максимумов при формировании пластов $У_1$ и $Ю_1^2$. 1–3: обстановки накопления: 1 – линзовидные чередования алевритов и песков открытого шельфа; 2 – пески с мелкой галькой канала прорыва; 3 – пески дельты прорыва. Остальные условные обозначения см. на рисунке 1.

пласта $Ю_1^2$ завершил подъем уровня моря, который привел к региональному накоплению алевропелитов глубоководного шельфа, образующих георгиевскую свиту.

В заключение отметим, что в результате выполненного исследования для пластов Ю₁³⁻⁴ и Ю₁² впервые выявлены трансгрессивно-регрессивные циклы седиментации, выполнены реконструкции обстановок осадконакопления и эволюции палеогеографической ситуации, составлены детальные палеогеографические схемы для узких интервалов геологического времени. Коллекторами углеводородов Казанского месторождения в этом стратиграфическом интервале являются отложения подводных валов, островных баров, дельты прорыва и дельты в устье реки, впадающей в лагуну, а также прогнозируемый речной аллювий.

Список литературы

- Закревский К.Е., Бобров А.В., Воробьев и др. Геологическое моделирование горизонта Ю₁ Томской области / под ред. К.Е. Закревского. – Томск: Издательский Дом Томского гос. ун-та, 2016. – 154 с.
- Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций. СПб.: Изд-во «ЛЕМА», 2010. 276 с. – 276 с.
- Шишлов С.Б., Дубкова К.А. Обстановки осадконакопления и генетические типы циклотем юры – нижнего мела Западной Сибири. // Литогенез и минералогия осадочных комплексов докембрия и фанерозоя Евразии. Материалы X Международного совещания по литологии (г. Воронеж, ВГУ, 18–23 сентября 2023 г.). / Воронеж, 2023. С. 501–505.
- Posamentier H.W., Allen G.P. Siliciclastic Sequence Stratigraphy: Concepts and Applications. – Tulsa: SEPM (Society for Sedimentary Geology), 1999. – 216 p.

ОСОБЕННОСТИ МОРФОЛОГИИ МИКРОКРИСТАЛЛОВ НРНТ АЛМАЗА, ПОЛУЧЕННЫХ МЕТОДОМ СПОНТАННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Иржевский К.А.^{1,2*}, Клепиков И.В.^{1,2,3}, Колядин А.В.³, Исаков Р.В.⁴, Лебеденко А.В.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *kirillirjevskii01@mail.ru

²Российский Технологический Университет МИРЭА, пр. Вернадского, 78, Москва, 119454, Россия

³ООО НПК «Алмаз», ул. Воскова, 2, лит. В, Сестрорецк, Санкт-Петербург, 197706, Россия

⁴ООО «Нью Даймонд Технолоджи», ул. Воскова, 2, лит. Ю, Сестрорецк, Санкт-Петербург, 197706, Россия

Развитие технологий синтеза микрокристаллов алмаза позволило обеспечить промышленность недорогим и качественным сырьем (Бокайло и др., 2008). Алмазный порошок используется для производства абразивов и композитных материалов, которые позволяют добиться больших значений теплопроводности и твердости (Zhang, 2021; Wu et al., 2023;

Loginov et al., 2023). Промышленное производство алмазного порошка обеспечивается НРНТ прессами высокого давления в присутствии металла катализатора. Наиболее популярный и использованный в данной работе кубический пресс (до 7 ГПа) производства Китай состоит из шести пуансонов, систем нагрева/охлаждения и ростового контейнера из пиррофиллита, куда закладываются графит и металл-катализатор. Кристаллы размерами в сотни микрон производятся в режиме спонтанного зародышеобразования (т.е. рост происходит без затравки). Исследованию разнообразия морфологических форм и скульптур на поверхности граней таких кристаллов посвящена данная работа.

Алмазы имеют размеры 200–300 мкм и относятся к типу Ib (содержат азот в виде изолированных атомов). Из партии выращенных алмазов (≈ 50 карат) была сделана выборка (≈ 1 карат), характеризующая многообразие форм и скульптур на поверхности граней кристаллов. Изучение морфологии кристаллов проводилось на сканирующем электронном микроскопе Zeiss Supra 40VP в Научном парке СПбГУ.

Почти все исследуемые кристаллы имеют кубоктаэдрический облик с примерно одинаковой степенью развития граней куба и октаэдра (рис. 1а). В некоторых случаях площадь граней октаэдра может уменьшаться до практически их полного исчезновения (рис. 1б). Редко встречаются слабо развитые грани ромбододекаэдра (рис. 1а). Среди кристаллов присутствуют незакономерные сростки из двух и более кристаллов, а также двойниковые сростки. Плоскостью срастания преимущественно является грань октаэдра.

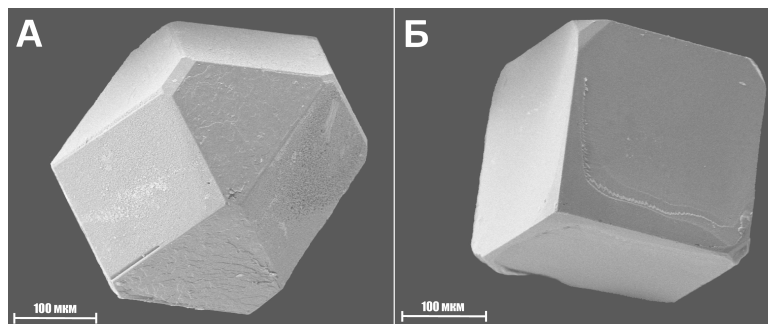


Рисунок 1. Особенности макроморфологии исследуемых кристаллов алмаза: а) с одинаковой степенью развития граней куба и октаэдра, и едва заметным развитием граней ромбододекаэдра; б) кубический кристалл с притупленными вершинами.

В исследуемых кристаллах можно выделить следующие скульптуры: 1) треугольные углубления на гранях октаэдра; 2) прямоугольные углубления на гранях куба; 3) слоистые ростовые скульптуры; 4) отрицательные скульптуры, затрагивающие несколько граней.

Абсолютное большинство треугольных углублений на гранях октаэдра ориентированы в ту же сторону, что и грани (рис. 2а). Их линейные размеры варьируют от десятых долей микрона до десятков микрон. Обычно это объемные углубления посередине грани октаэдра

(занимают от первых процентов площади грани до 80–90%). Вокруг крупных углублений часто располагается множество маленьких треугольников. Все маленькие треугольные углубления плоскодонные, тогда как большие часто имеют осложненную рельефную поверхность. Это связано с повторным образованием маленьких треугольных углублений на дне больших (рис. 2б).

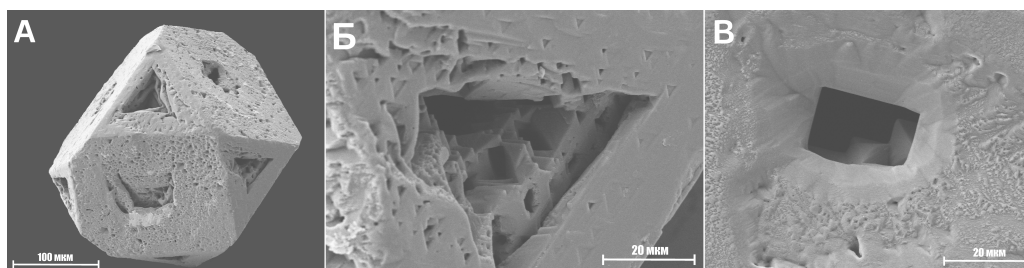


Рисунок 2. Скульптуры на гранях исследуемых кристаллов: а) кристалл алмаза с сильно развитыми углублениями на центре граней; б) треугольные углубления на гранях октаэдра; в) четырехугольные углубления на гранях куба.

Прямоугольные углубления расположены на гранях куба. Так же как и в случае с треугольными, отмечаются как большие (первые десятки микрон), так и маленькие (доли микрона) углубления. Маленькие имеют форму отрицательной четырехугольной пирамиды, а большие – плоскодонные и иногда смещены относительно центра. Как и треугольные углубления, четырехугольные могут занимать значительную часть площади грани, однако это значение редко превышает 40–50%. Стоит отметить, что грани куба часто вообще не обнаруживают скульптур на поверхности.

Слоистые скульптуры, наблюдающиеся на гранях куба, представлены слойками с округло-четырехугольными очертаниями (рис. 3). При сильном развитии скульптур такого типа небольшое углубление в центральной части грани кристалла (или немного смещенное от центра, как на рисунке 3а) сменяется открытой полостью, уходящей вглубь кристалла (рис. 3б).

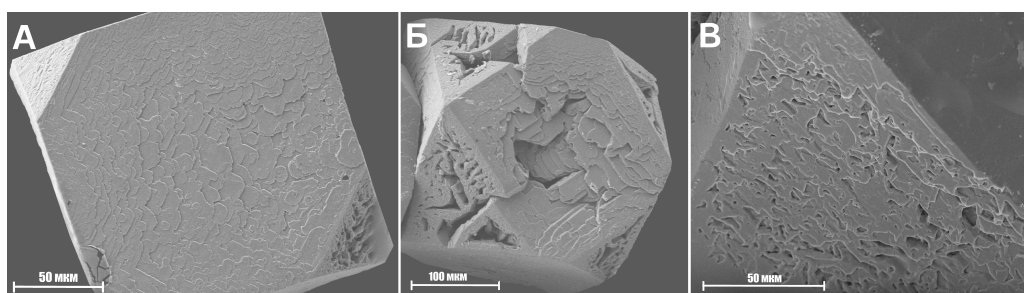


Рисунок 3. Слоистые ростовые скульптуры на кристаллах алмаза на гранях: а) куба и в) октаэдра; б) сильно развитые слоистые скульптуры на гранях куба и октаэдра.

Схожие скульптуры, состоящие из слоев с угловатыми очертаниями треугольника (иногда видны и полностью треугольные), встречаются на гранях октаэдра (рис. 3в). Данные скульп-

туры также могут проявляться в разной степени: при сильном развитии в них появляется полость, расположенная ближе к центральной части кристалла или полости, расположенные хаотично (рис. 3б). В последнем случае слоистый мотив скульптуры исчезает.

Отрицательные скульптуры, затрагивающие несколько граней (рис. 4а) представлены вогнутой ступенчатой поверхностью на гранях октаэдра и углублениями в форме четырехугольной пирамиды на гранях куба (рис. 4б).

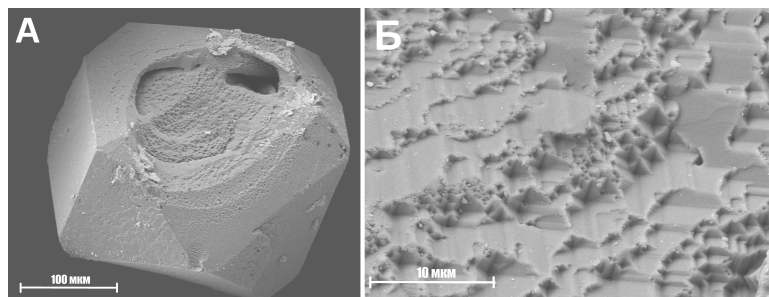


Рисунок 4. а) отрицательная скульптура, затрагивающая несколько граней; б) поверхность данной отрицательной скульптуры крупным планом.

Прямоугольные и треугольные углубления на поверхности кристаллов алмаза, могут образовываться как в результате роста, так и при растворении. Ростowymi можно назвать слоистые скульптуры, образованные, вероятнее всего, в условиях роста скелетных кристаллов при больших локальных пересыщениях. Возможно, процесс образования таких кристаллов происходит близко к полю стабильности графита на фазовой диаграмме углерода. При этом встречаются кристаллы с различной степенью развития данных скульптур, что может быть связано с различными значениями локального пересыщения.

Растворение и образование скульптур, затрагивающих несколько граней, может происходить в условиях сброса давления, т.к. при понижении последнего, растворимость углерода в железе, составляющем большую долю металла катализатора, растет (Nakajima et al., 2009). Полигональные углубления – это частое явление на кристаллах алмаза, образование которых часто связывают с растворением. Пирамидальные углубления, напротив, в литературе относят к ростовым скульптурам, образованным в результате регенерационного роста граней октаэдра на гранях куба (Lui et al., 2011). В нашем же случае мы можем с большой степенью достоверности утверждать, что это скульптуры растворения, т.к. они наблюдаются на фоне большого углубления, затрагивающего не одну грань.

Таким образом, исследованные микрокристаллы НРНТ алмаза, полученные методом спонтанной кристаллизации, в подавляющем большинстве представлены кубоктаэдрами, с сильно подчиненным наличием кубов и сростков. Выявлено 4 типа скульптур, связанных как с растворением в условиях сброса давления (полигональные углубления; отрицательные

скульптуры, затрагивающие несколько граней), так и с ростом в условиях локального повышенного пересыщения (слоистые ростовые скульптуры на гранях куба и октаэдра). Установлено, что пирамидальные углубления могут образовываться не только в результате роста, но и при растворении.

Результаты получены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (тема № FSFZ-2022-0006).

Список литературы

- Бокайло С.П., Винс В.Г., Граханов С.А., Елисеев А.П., Ключев Ю.А., Курбатов К.К., Митюхин С.И., Моисеева С.Б., Налетов А.М., Николаев М.В., Ножкина А.В., Путивцев В.П., Решетина З.К., Седова Е.А., Солодова Ю.П., Фокина Л.А., Ягунов С.А. Геммология алмаза / Под ред. Ю. П. Солодова. – М.: МГРИ, 2008. – 416 с.
- Wu D., Wang C., Hu X., Chen W. Fabrication and characterization of highly thermal conductive Si_3N_4 /diamond composite materials // *Materials and Design*, 2023. V. 225. N. 111482.
- Loginov P.A., Fedotov A.D., Mukanov S.K., Manakova O.S., Zaitsev A.A., Akhmetov A.S., Rupa-
sov S.I., Levashov E.A. Manufacturing of Metal–Diamond Composites with High-Strength $\text{CoCrCu}_x\text{FeNi}$ High-Entropy Alloy Used as a Binder // *Materials*, 2023. V. 16. N. 1285.
- Liu X.B., Ma H.A., Zhang Z.F., Zhao M., Guo W., Hu M.H., Huang G.F., Li Y., Jia X.P. Effects of zinc additive on the HPHT synthesis of diamond in Fe–Ni–C and Fe–C systems // *Diamond and Related Materials*, 2011. V. 20. P. 468–474.
- Nakajima Y., Takahashi E., Suzuki T., Funakoshi K. “Carbon in the core” revisited // *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 2009. V. 174. P. 202–211.
- Zhang L. Filler metals, brazing processing and reliability for diamond tools brazing: A review // *Journal of Manufacturing Processes*, 2021. V. 66. P. 651–668.

ВЛИЯНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НИЖНЕКАНСКОГО МАССИВА С БЕТОНОМ НА СОРБЦИЮ ЙОДИД-ИОНОВ МОДИФИЦИРОВАННЫМ БЕНТОНИТОМ ВЛИЯНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД НИЖНЕКАНСКОГО МАССИВА С БЕТОНОМ НА СОРБЦИЮ ЙОДИД-ИОНОВ МОДИФИЦИРОВАННЫМ БЕНТОНИТОМ

Козлов П.П.*, Тюпина Е.А., Прядко А.В., Тодавчич А.В., Клименко О.М.

Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, Миусская пл., 9, Москва,
125047, Россия, *kozlovpavel96@gmail.com

Бентонитовые глины, обладающие высокими катионообменными (Siroux et al., 2017) и гидроизоляционными свойствами (Крупская и др., 2020), стойкостью к воздействию агрес-

сивных сред (Jozefaciuk, Bowanko, 2002; Zakusin et al., 2015), используются в атомной промышленности для переработки (Тюпина и др., 2010) и отверждении (Abdel Rahman et al., 2013; Tyurina et al., 2016) радиоактивных отходов (РАО). Также бентонит рассматривается в качестве основного материала для создания буферного слоя инженерного барьера безопасности (ИББ) в пунктах глубинного захоронения РАО (ПГЗРО) (Sellin, Leupin, 2013; Крупская и др. 2023), предотвращающего миграцию радионуклидов в окружающую среду при разрушении оболочки контейнера с отходами и последующем выщелачивании опасных компонентов из стекломатрицы.

При изоляции отходов в ПГЗРО йод-129 с периодом полураспада 15.7 млн лет представляет непосредственную радиологическую опасность в виду его высокой мобильности в окружающей среде, способности встраиваться в пищевые цепочки и высокой органотропности. Для надёжной фиксации анионных форм радиойода в буферном слое ПГЗРО необходимо введение в его состав модифицированного бентонита, например, нанесением хлорида серебра (Karanfil et al., 2005), который обладает бесспорным преимуществом для извлечения йодид- и йодат-анионов относительно других методов.

Для сохранения исходной плотности и, как следствие ряда ключевых характеристик буферного слоя, в большинстве концепций ПГЗРО предполагается использование бетона в виде: инженерных заглушек, перегородок или облицовки тоннелей или скважин для размещения РАО (Tyurina et al., 2023). Данный факт требует учёта влияния изменении состава подземной воды при контакте с бетоном, как на изоляционные свойства самого бентонита (Morozov et al., 2023), так и серебросодержащего сорбента, рассматриваемого для включения в состав буферного слоя для улавливания радиойода.

Целью работы является исследование влияния продуктов взаимодействия подземной воды и бетона, возникающих в условиях ПГЗРО, на сорбцию йодид-ионов на бентоните месторождения 10-й Хутор с нанесённым на поверхность AgCl в количестве 0.5; 1; 3; 5 и 7% по Ag от массы породы по разработанной методике, основанной на осаждении AgCl из раствора $[Ag(NH_3)_2]Cl$ при его выпаривании (Тюпина, Прядко, 2023).

Исследована сорбция микроколичеств $^{131}I^-$ (исходная активность радиойода 2·кБк/мл при Т:Ж = 1:100 и комнатной температуре) природным и модифицированным бентонитом из дистиллированной воды и фильтрата раствора, состав которого соответствует составу подземных вод Нижнеканского кристаллического массива (Rozov et al, 2018) профильтрованного через образец бетона на основе перспективного портландцемента (далее – фильтрат ОПЦ), полученного на лабораторном стенде, устройство которого подробно рассмотрено в работе (Козлов, Тюпина, 2023). Пробирки с рабочей средой выдерживали на орбитальном

шейкере при частоте вращения 170 об./мин., через 1; 2; 4; 6 и 24 часа после начала эксперимента систему центрифугировали при 8000 об/мин в течение 10 минут, отбирали 2 мл пробу жидкой фазы и определяли скорость счёта ^{131}I с помощью гамма-спектрометра «Мультирад-гамма». Эффективность сорбента определялась расчётом степени сорбции (S , %) по результатам радиометрии отбираемых проб точек контроля.

Результаты исследования сорбционных свойств по отношению к I^- природного и модифицированного бентонита в дистиллированной воде показали, что природный бентонит обладает низкими сорбционными свойствами по отношению к йодид-ионам: равновесная степень сорбции составила $39 \pm 12\%$. Равновесная степень сорбции йода на образцах модифицированного бентонита составила $95 \pm 12\%$ для образца с 0.5% AgCl, $98 \pm 14\%$ для образцов с 1 и 3% AgCl, $95 \pm 14\%$ для образца с 5% AgCl и $96 \pm 14\%$ для образца с 7% AgCl.

Результаты исследования сорбционных свойств по отношению к I^- природного и модифицированного бентонита в фильтрате ОПЦ показали, что природный бентонит обладает низкими сорбционными свойствами по отношению к йодид-ионам: равновесная степень сорбции составила $34 \pm 12\%$. Равновесная степень сорбции йода на образцах модифицированного бентонита составила $83 \pm 13\%$ для образца с 0,5% AgCl, $84 \pm 13\%$ для образцов с 1 и 3% AgCl, $83 \pm 13\%$ для образца с 5% AgCl и $85 \pm 13\%$ для образца с 7% AgCl.

Изучение кинетики сорбции ^{131}I на образцах модифицированных бентонитов показывает, что достижение равновесного состояния системы происходит в течение 1 часа независимо от состава жидкой фазы и количества нанесённого серебра на глинистый материал.

Таким образом модифицирование бентонита значительно повышает его сорбционные свойства по отношению к йодид-ионам, независимо от количества нанесенного хлорида серебра, при этом в среде фильтрата ОПЦ равновесная степень сорбции снижается несущественно по сравнению с равновесной степенью сорбции в дистиллированной воде, что свидетельствует о высокой селективности модифицированного бентонита месторождения 10-й Хутор по отношению к йодид-ионам.

Работа проводилась при поддержке и в рамках реализации проекта РНФ №22-29-00607.

Список литературы

Козлов П.П., Тюпина Е.А. Разработка лабораторной установки для определения коэффициента фильтрации и минеральных преобразований перспективных бетонов при организации инженерных барьеров безопасности в условиях ПГЗРО // Сборник тезисов XXII научной школы молодых учёных ИБРАЭ РАН / под общ. ред. акад. РАН Л.А. Большова. – М.: ИБРАЭ РАН, 2023. С. 34-34.

- Крупская В.В., Закусин С.В., Лехов В.А. и др.* Изоляционные свойства бентонитовых барьерных систем для захоронения радиоактивных отходов в Нижнеканском массиве // Радиоактивные отходы, 2020. № 1(10). С. 35–55.
- Крупская В.В., Тюпина Е.А., Закусин С.В. и др.* Обоснование выбора глинистых материалов для разработки инженерных барьеров безопасности при изоляции РАО в ПГЗРО на участке недр «Енисейский» // Радиоактивные отходы, 2023. Т. 23, № 2. С. 98-112.
- Тюпина Е.А., Магомедбеков Э.П., Тучкова А.И. и др.* Сорбционная очистка жидких органических радиоактивных отходов от ^{137}Cs // Перспективные материалы, 2010. № 8. С. 329–333.
- Тюпина Е.А., Прядко А.В.* Сорбент на основе бентонита, модифицированного хлоридом серебра методом осаждения, для фиксации анионных форм радиоактивного иода // Сорбционные и хроматографические процессы, 2023. Т. 23, №1. С. 74–85.
- Abdel Rahman R.O., Zin El Abidin D.H.A., Abou-Shady H.* Assessment of strontium immobilization in cement-bentonite matrices // Chemical Engineering Journal, 2013. V. 228. P. 772–780.
- Jozefaciuk G., Bowanko G.* Effect of Acid and Alkali Treatments on Surface Areas and Adsorption Energies of Selected Minerals // Clays and Clay Minerals, 2002. V. 50, No. 6. P. 771–783.
- Karanfil T., Moro E.C., Serkiz S.M.* Development and Testing of a Silver Chloride-Impregnated Activated Carbon for Aqueous Removal and Sequestration of Iodide // Environmental technology, 2005. V. 26, № 11. P. 1255–1262.
- Morozov I.A., Zakusin S.V., Kozlov P.P., Zakusina O., Roshchin M., Chernov M., Boldyrev K., Zaitseva T., Tyupina E., Krupskaya V.* Bentonite–Concrete Interactions in Engineered Barrier Systems during the Isolation of Radioactive Waste Based on the Results of Short-Term Laboratory Experiments // Applied Sciences, 2022. V. 12, № 6. P. 1-21.
- Rozov K.B., Rumynin V.G., Nikulenkov A.M., Leskova P.* Sorption of ^{137}Cs , ^{90}Sr , Se, ^{99}Tc , $^{152(154)}\text{Eu}$, $^{239(240)}\text{Pu}$ on fractured rocks of the Yeniseysky site (Nizhne-Kansky massif, Krasnoyarsk region, Russia) // Journal of environmental radioactivity, 2018. V. 192. P. 513–523.
- Sellin P., Leupin O.X.* The use of clay as an engineered barrier in radioactive-waste management—a review // Clays and Clay Minerals, 2013. V. 61, № 6. P. 477–498.
- Siroux B., Beaucaire C., Tabarant M. et al.* Adsorption of strontium and caesium onto an Na-MX80 bentonite: Experiments and building of a coherent thermodynamic modelling // Applied Geochemistry, 2017. V. 87. P. 167–175.
- Tyupina E.A., Kozlov P.P., Krupskaya V.V.* Application of Cement-Based Materials as a Component of an Engineered Barrier System at Geological Disposal Facilities for Radioactive Waste—A Review // Energies, 2023. V. 16, № 3. P. 605.
- Tyupina E.A., Sazonov A.B., Sergeicheva Y.V. et al.* Application of thermally expanded graphite for

the cementation of cesium- and tritium-containing waste oils // *Inorganic Materials: Applied Research*, 2016. V. 7, № 2. P. 196–203.

Zakusin S.V., Krupskaya V.V., Dorzhieva O.V. et al. Modification of the adsorption properties of montmorillonite by the thermochemical treatment // *Sorption and Chromatography Processes*, 2015. V. 15, № 6. P. 874–883.

РЕЗУЛЬТАТЫ СЕЙСМОТЕКТНИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ ОЧАГОВОЙ ЗОНЫ ХУБСУГУЛЬСКОГО ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ 2021 Г (СЕВЕРНАЯ МОНГОЛИЯ) С ИСПОЛЬЗОВАНИЕМ ПОЛЕВЫХ И ДИСТАНЦИОННЫХ МЕТОДОВ

Кошевой Н.Г.^{1*}, Овсяченко А.Н.¹, Бутанаев Ю.В.^{1,2}

¹Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Грузинская ул., д. 10, Москва, 123242, Россия,
*koshevoi98@inbox.ru

²ТувИКОПР СО РАН 667007, ул. Интернациональная 117а, Кызыл, 667007, Россия

Хубсугульская впадина относится к юго-западной части Байкальской рифтовой зоны и представляет собой полуграбен с крутым западным и более пологим восточным бортами. Впадина развивается в условиях растяжения в северо-западном направлении с правосторонней сдвиговой кинематикой (Аржанникова и др., 2003).

В январе 2021 года произошло землетрясение с магнитудой 6.7, очаг которого располагался в западном борту Хубсугульской рифтовой впадины. Стоит отметить, что данное событие является самым крупным землетрясением во всем Прихубсугулье за инструментальный период наблюдений (Еманов и др., 2021). Очаговая зона Хубсугульского землетрясения является ценным объектом для всесторонних исследований новейшей и современной геодинамики и сейсмической опасности Алтае-Саянского сегмента Центрально-Азиатского подвижного пояса.

Первая экспедиция для изучения эпицентральной области была осуществлена специалистами института астрономии и геофизики Монгольской академии наук через три дня после землетрясения, предметом изучения были вторичные нарушения, представленные сеймовибрационными трещинами и выбросами обводненного песка на равнине у оз. Хубсугул (Battogtokh et al., 2021).

Для детального сейсмотектонического исследования очаговой зоны землетрясения в августе 2022 года была проведена экспедиция членами ИФЗ РАН совместно с ТувИКОПР РАН. Последствия землетрясения были незначительны, оно не привело к жертвам или каким-либо разрушениям, даже в эпицентральной зоне. Закартированные нарушения отчетливо разделяются на две группы: первичные – отражающие выход очага землетрясения на поверх-

ность, и вторичные – результат сейсмических сотрясений (в данном случае представлены мелкими обвалами, осыпями, камнепадами, сейсмогравитационными трещинами) (рис. 1). Параметры вторичных нарушений позволили дать оценку интенсивности нарушений, которая составила 8 баллов, а также провести контуры эпицентральной зоны (Овсюченко и др., 2023).

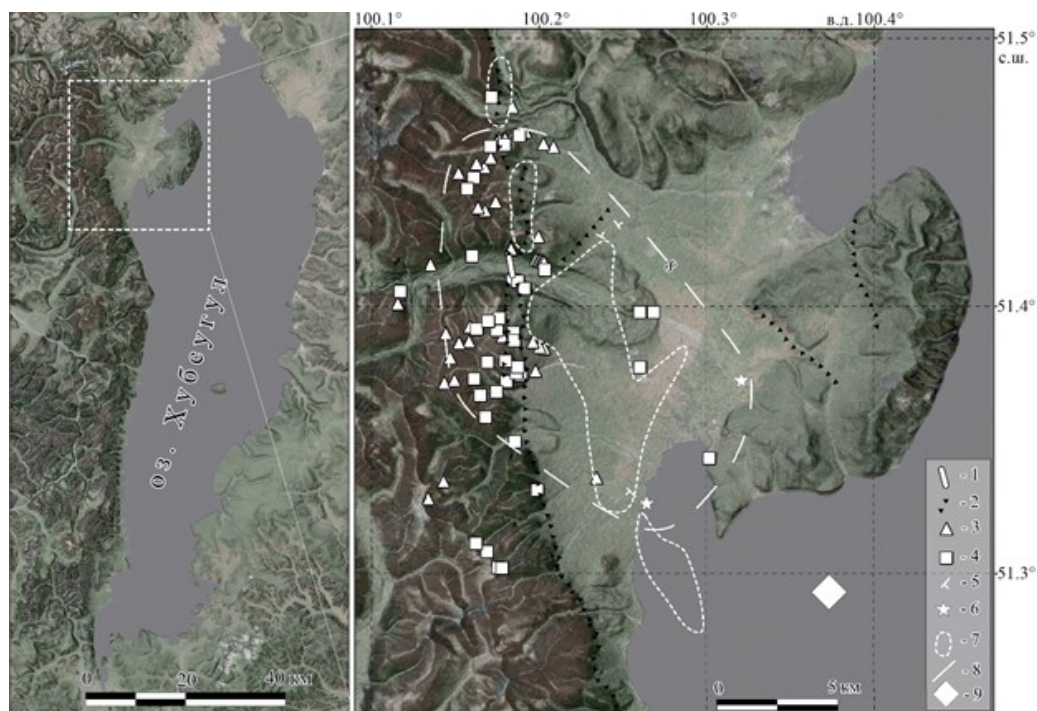


Рисунок 1. Карта геологических эффектов Хубсугульского землетрясения в сопоставлении с сейсмологическими данными (Овсюченко и др., 2023). 1 – сейморазрыв; 2 – тектонические уступы; 3 – обвалы; 4 – камнепады; 5 – сеймовибрационные трещины; 6 – выбросы песка (разжижения); 7 – максимальная плотность афтершоков (35-47 в пределах круга радиусом 0.02°) по данным: (Еманов и др., 2022); 8 – изосейста 8 баллов по шкале ESI-2007 (контур эпицентральной зоны); 9 – эпицентр землетрясения по данным: (Еманов и др., 2022).

В районе повышенной концентрации вторичных нарушений был обнаружен выход очага землетрясения на поверхность, представленный в виде сеймотектонического правого сбросо-сдвигового разрыва. С целью детального изучения разрыва, была выполнена траншея вкрест простирания уступа высотой 1 м, обновленного при землетрясении 2021 года. Удалось изучить подвижку в результате последнего землетрясения – разрыв сбросовой кинематики, с падением в восточном направлении под углом 50-70°, в верхней части смещает почвенный горизонт на 15-20 см. В основании уступа были вскрыты разрывы предыдущих землетрясений, которые последовательно захватывали в опускание все новые участки со стороны хребта. Всего было обнаружено 5 следов сеймотектонических смещений, удалось взять на радиоуглеродный анализ палеопочву. Согласно полученным данным за последние 958-1176 лет произошло 4 разрывообразующих землетрясения со средней повторяемостью

240-250 лет, общее вертикальное смещение составило 70 см, средняя скорость – 0.6-0.7 мм/год.

Последующее изучение данной области происходило с помощью дистанционных методов исследования. Для этого были построены 9 структурно-геоморфологических профилей, на которых выделялись геоморфологические уровни. Всего было выделено 13 геоморфологических поверхностей. Дистанционные исследования района с помощью построения и анализа структурно-геоморфологических профилей позволили проследить стадийность развития структуры за неотектонический этап. Проинтерполировав и проанализировав каждую из поверхностей удалось выделить 5 основных подэтапов развития данной области за неотектонический этап. Сопоставив данные подэтапы с литературными данными, появилась возможность оценить время формирования каждого из них. Оценив возраст каждого подэтапа, следующим шагом стала оценка вертикальных амплитуд и скоростей за определенный временной интервал. Также вычитая самую молодую, современную геоморфологическую поверхность, из высотных отметок самой древней поверхности, была построена карта неотектоники для северо-западного сегмента Хубсугульской впадины (рис.2).

Работа выполнена при финансовой поддержке РНФ в рамках научного проекта № 22-17-00049.

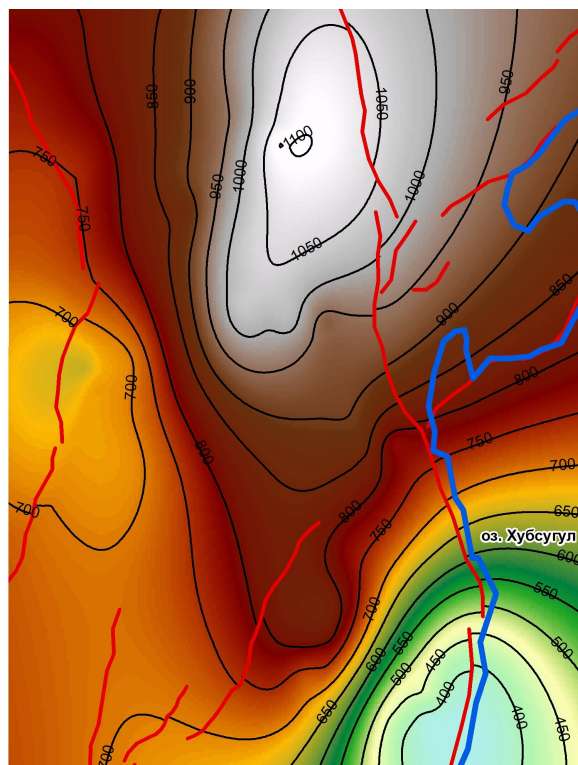


Рисунок 2. Карта неотектоники. Условные обозначения: Черные линии – изолинии, отражающие амплитуды вертикальных смещений, значения в метрах; Красные линии – выделенные разломы по полевым, дистанционным и литературным данным; Синей – граница озера Хубсугул. Масштаб карты 1:750 000.

Список литературы

- Аржанникова А.В., Парфеевец А.В., Саньков В.А., Мирошниченко А.И. Позднекайнозойская кинематика активных разломов Хубсугульской впадины (юго-западный фланг Байкальской рифтовой системы) // Геология и геофизика. 2003. Т. 44. № 11. С. 1202–1224.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В. и др. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 г. $M_w = 6.7$, $M_L = 6.9$ и афтершоки начального периода. // Физика Земли. 2022. № 1. С. 83–89.
- Еманов А.Ф., Еманов А.А., Чечельницкий В.В., Шевкунова Е.В., Радзиминович Я.Б., Фатеев А.В., Кобелева Е.А., Гладышев Е.А., Арапов В.В., Артемова А.И., Подкорытова В.Г. Хубсугульское землетрясение, 12.01.2021г. $MW=6.7$, $ML=6.9$ // Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Современные методы обработки и интерпретации сейсмологических данных. Тезисы VX Международной сейсмологической школы. 2021. С. 39.
- Овсяченко А.Н., Дэмбэрэл С., Бутанаев Ю.В., Кошевой Н.Г., Батсайхан Ц., Баатар Н. Хубсугульское землетрясение 12.01.2021 с $M_w=6.7$ в Северной Монголии: геологические эффекты и тектоническая позиция очага // Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2023. Т. 511. №1. с. 65–70
- Battogtokh D., Bayasgalan A., Wang K., Ganzorig D., Bayaraa J. The 2021 $M_w=6.7$ Khankh earthquake in the Khuvsgul rift, Mongolia // Mongolian Geoscientist. 2021. V. 26 N. 52. P. 46–61.

ПРОДУКТЫ ПИРОЛИЗА КЕРОГЕНА БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ (НА ПРИМЕРЕ ОБРАЗЦОВ ПОРОД ИЗ СКВАЖИН СЕВЕРО-ЗАПАДНОЙ ЧАСТИ ТОМСКОЙ ОБЛАСТИ)

Кравченко Е.М.^{1,2*}, Алферова А.А.¹, Можегова С.В.¹

¹Научно-аналитический центр Апрелевского отделения ФГБУ «ВНИГНИ», Апрелевка, 143363, Россия, *e.kravchenko@vnigni.ru

²РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Ленинский пр., 65, Москва, 119991, Россия

Целевым объектом исследований является баженовский горизонт в пределах северо-западной части Томской области.

Для проведения кинетических исследований были выбраны четыре образца баженовской свиты из двух скважин Передовая 192 (Пурпейско-Васюганский структурно-фациальный район) и Восточно-Никольская 1 (Сильгинский структурно-фациальный район). Образцы представлены глинисто-кремнистыми породами высокообогащенными ОВ, отобранными из нижней и верхней частей свиты. Основные геохимические характеристики ОВ

выбранных образцов приведены в таблице 1. Для удаления подвижного битумоида выполнена хлороформенная экстракция.

Анализ выполнен на комплексе приборов, состоящих из пиролитической ячейки Frontier Lab EGA/PY-3030D, газового хроматографа Agilent 7890A и установки для улавливания продуктов пиролиза жидким азотом.

Сущность метода заключается в нагревании навески образца породы в пиролитической ячейке с последующим хроматографическим разделением продуктов крекинга керогена на капиллярной колонке и регистрацией исследуемых компонентов с использованием пламенно-ионизационного детектора (ПИД).

Исследуемый образец массой 40 – 50 мг взвешивается в стальном тигле на высокоточных микровесах. Далее с помощью специального держателя и адаптера опускаем в пиролитическую ячейку, установленную на испаритель газового хроматографа. Нагрев образца проводился в температурном интервале 300–650°C, аналогичном основному методу Rock-Eval, используемому при исследовании горных пород. Интервал между ступенями составляет 25°C, длительность удерживания образца на каждой ступени – 5 мин.

Полученные данные обрабатываются с помощью программного обеспечения хроматографа Agilent ChemStation. Идентификация пиков на хроматограммах как индивидуальных компонентов, так и определенных групп углеводородов (УВ) проводилась с использованием калибровочных смесей.

При анализе хроматограмм исследуемых образцов в интервале температур нагрева от 325°C до 450–475°C происходит увеличение генерированных УВ. Наблюдается преобладание жидких УВ C₆₊. На рисунке 1 приведены хроматограммы продуктов пиролиза образца незрелой баженовской свиты.

При температуре 450°C отмечается максимальная генерация УВ (рис. 1а), доля УВ C₆ –

Таблица 1. Результаты исследования образцов, выбранных для кинетических исследований, методом Rock-Eval.

№ п/п	Скважина	Образец	Глубина отбора, м	S1, мг УВ/г породы	S2, мг УВ/г породы	T _{max} , °C	ТОС, %	НІ, мг УВ/г ТОС	PI
1	Восточно-Никольская 1	1-42	2319.38	3.12	51.40	422	9.05	568	0.06
2	Восточно-Никольская 1	1-28	2324.93	5.35	61.16	426	9.89	618	0.08
3	Передовая 192	192-33	2484.72	8.80	109.59	427	17.71	619	0.07
4	Передовая 192	192-16	2487.57	6.28	89.05	430	15.09	590	0.07

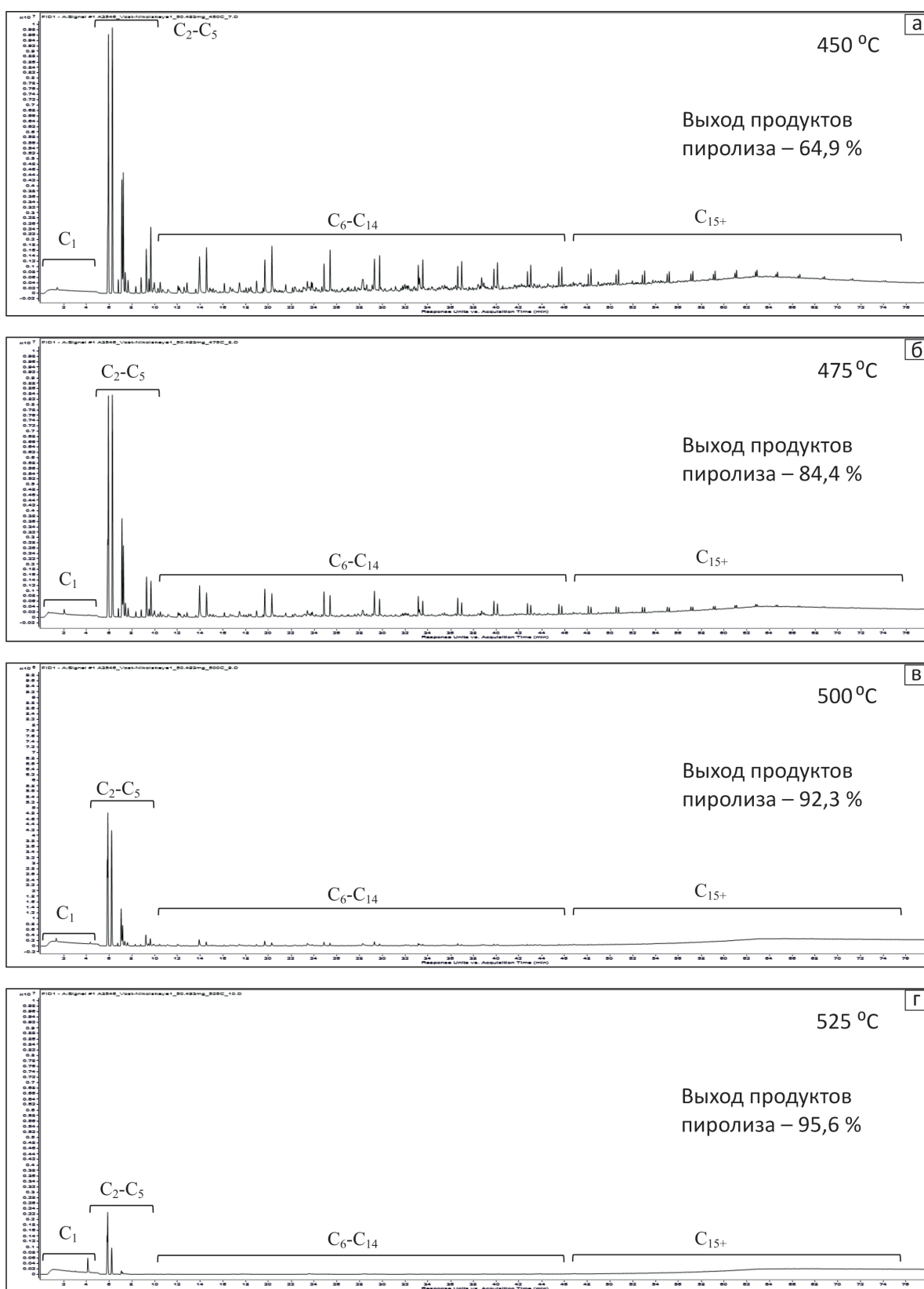


Рисунок 1. Хроматограммы углеводородных продуктов пиролиза, полученные методом Пиро-ГХ, на примере образца 1-28 баженовской свиты из скв. Восточно-Никольская 1.

C_{14} составляет большую часть всех УВ, также идёт увеличение генерируемых газов $C_2 - C_5$. Содержание тяжёлых фракций C_{15+} не сильно изменяется по сравнению с предыдущими интервалами нагрева.

С повышением температуры до 475°C и 500°C идёт увеличение генерации газов $C_2 - C_5$, также возрастает доля содержания метана. На рисунках 1б и 1в наглядно видна высокая концентрация лёгкой жидкой фракции и существенно снижается содержание высококипящих УВ.

При температуре пиролиза 525°C отмечается почти полное прекращение генерации УВ средней фракции $C_6 - C_{14}$ и высококипящей C_{15+} (рис. 1г). Генерация метана и газов $C_2 - C_5$ продолжается с небольшим увеличением. Далее при нагреве до конечной температуры пиролиза 650°C не происходит существенных изменений, на хроматограммах фиксируются пики УВ $C_1 - C_5$.

Полученные результаты и дальнейший пересчет лабораторных температур в энергии активации (E_a) проходящих реакций деструкции керогена показали, что все исследуемые образцы схожи по динамике образования УВ и соотношению разных групп УВ в общем объеме.

Для всех образцов в интервале температур 425–475°C, что соответствует E_a 53–57 ккал/моль, генерируется 70–75% от общего объема УВ (рис. 2). При этом преобладают жидкие УВ $C_{6+} - 65\%$, на долю газов $C_1 - C_5$ приходится 35%. В этом интервале в баженовской свите проявляется ГФН.

В общем объеме генерированных продуктов баженовской свиты на долю жидких УВ C_{6+} приходится 60%, на долю газообразных УВ $C_1 - C_5 - 40\%$, что, в целом, согласуется с расчетными моделями нефтегазообразования для сапропелевого ОВ.

Изучение кинетики термической деструкции керогена имеет большое практическое и теоретическое значение. Рассчитанные для конкретных нефтематеринских толщ многокомпонентные кинетические модели генерации УВ повышают достоверность результатов бассейнового моделирования.

Список литературы

- Брадучан Ю.В., Гурари Ф.Г., Захаров В.А., Гольберт А.В., Булынникова С.П., Климова И.Г., Месежников М.С., Вячкилева Н.П., Козлова Г.Э., Лебедев А.И., Нальняева Т.И., Турбина А.С. Баженовский горизонт Западной Сибири (стратиграфия, палеогеография, экосистема, нефтеносность). – Новосибирск: Наука, 1986. 216 с.
- Вакуленко Л.Г., Аксенова Т.П., Ельцов И.Н., Замирайлова А.Г., Ян П.А. Литолого-фациальная ха-

рактеристика юрских отложений южной части Предьнисейской нефтегазоносной суб-провинции Западной Сибири // Геология и геофизика, 2010, т. 51, № 4, с. 425-436.

**ПРИМЕНЕНИЕ РЕГИОНАЛЬНЫХ ЗАВИСИМОСТЕЙ ИЗМЕНЕНИЯ СВОЙСТВ
ПЕСЧАНО-ГЛИНИСТОГО РАЗРЕЗА ДЛЯ ПОВЫШЕНИЯ ЭФФЕКТИВНОСТИ РЕШЕНИЯ ЗАДАЧ
ГЕОЛОГОРАЗВЕДОЧНЫХ РАБОТ**

Кузнецова А.М.*, Мамяшев В.Г.

ФГБОУ ВО «Тюменский индустриальный университет», ул. Володарского, 38, Тюмень, 625000,
Россия, *kuznetsova.m@inbox.ru

Западная Сибирь сегодня по-прежнему остается перспективным объектом для геолого-разведочных работ, поскольку обладает одними из крупнейших запасов нефти и газа в мире. Современный подход к изучению как разрабатываемых месторождений, так и к поиску новых перспективных территорий предполагает значительные объемы разведочного бурения. Осадконакопление на территории Западной Сибири происходило в тектонически спокойной обстановке, при последовательной смене морского типа на переходный и континентальный. Это позволяет рассматривать изменение свойств пород при погружении – как непрерывное закономерное изменение свойств пород. Основным параметрам изменений при этом выступает уменьшение пористости и соответственно увеличение плотности осадка (Ахияров, 1980). Уплотнение пород по разрезу может описываться согласно принципу нормального уплотнения, под давлением вышележащий толщ.

Накоплены большие массивы данных, в связи с глобальной разработкой нефтегазоносной области. Это геофизические данные обладают вариативностью показаний, в зависимости от скважинных условий (типа аппаратуры и её состояния). Сейчас достоверность данных определится сходимостью параметров по ГИС с данными по керну. Так как керн отбирается локально массивы данных набора скважин нормируется на данные скважин с расширенным комплексом с отобранным керном – однако суть такой проверки сводится к тому, что достоверность определяется фрагментарно – не на всей записи метода каротажа в целом. Массивы горных пород с течением времени и погружении осадка закономерно уплотняются по разрезу (Грауссман, 1984). Такая закономерность может служить базисом для проверки качества геофизических данных при изучении глубинного строения геологических объектов.

Характер уплотнения принято описывать в виде кривых нормального уплотнения (КНУ) на примере опорных литологических типов пород при рассмотрении терригенного разреза. Эти кривые во многом определяют значения и характер зависимости пористости и других

петрофизических характеристик опорных типов пород от глубины залегания (Ирбэ, 1972). Предполагается, что КНУ должны сохранять свою идентичность в пределах однотипных условий формирования осадочных пород, например, в пределах отдельных нефтегазоносных районов (НГР).

Подтверждение устойчивости закономерности уплотнения пород на территории – НГР и оценка таковой на территории нефтегазоносной области (НГО) позволит выделить четкую характеристику изменения свойств по разрезу, на которую можно ориентировать данные гамма-гамма плотностного каротажа (ГГК-П) для оценки его качества и прогнозировать петрофизические свойства объектов.

Предполагается, что характер и кривые уплотнения «чистых» глин и песчаников в пределах каждого отдельного типа разрезов, и выделяемых на основе этого нефтегазоносных районов, сохраняются неизменными (Мамяшев, Кузнецова, 2023). Это условие предполагает возможность обоснования пористости и других свойств опорных пластов глин-аргиллитов и песчаников с помощью установленных соответствующих кривых нормального уплотнения (рис. 1).

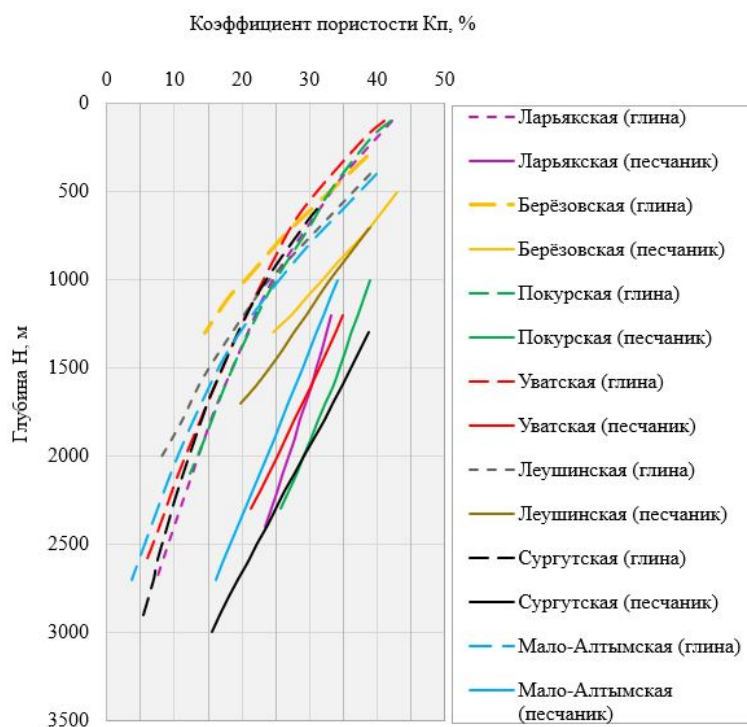


Рисунок 1. Изменение пористости пород песчано-глинистого разреза (по областям Западной Сибири).

Обобщение результатов петрофизических исследований по территории Западно-Сибирского нефтегазоносного мегабассейна свидетельствует о достаточно близком и стабильном характере нормального уплотнения (КНУ) отдельно каждого из опорных литологических ти-

пов пород: «чистых» песчаников и глин по каждому из рассмотренных территориальных объектов.

Отклонения от нормального уплотнения пород в сторону переуплотнения пород характерны на территориях, в которых в разное геологическое время, существовали континентальные условия осадкообразования. Установлено достаточно стабильное положение КНУ в пределах отдельного нефтегазоносного района; на одной и той же глубине они различаются не более чем на 2.0-2.2%. Вариации значений по кривым нормального уплотнения опорных литологических типов пород в пределах НГР не превысят $\pm 1.1\%$. При обосновании КНУ необходимо учитывать ограничения связанные с интервалом залегания опорных литологических типов глин и песчаников, а также ограничения, обусловленные наличием многолетнемерзлых пород. Вариативность показаний изменения плотности пород для разных регионов приведено ниже (рис.2).

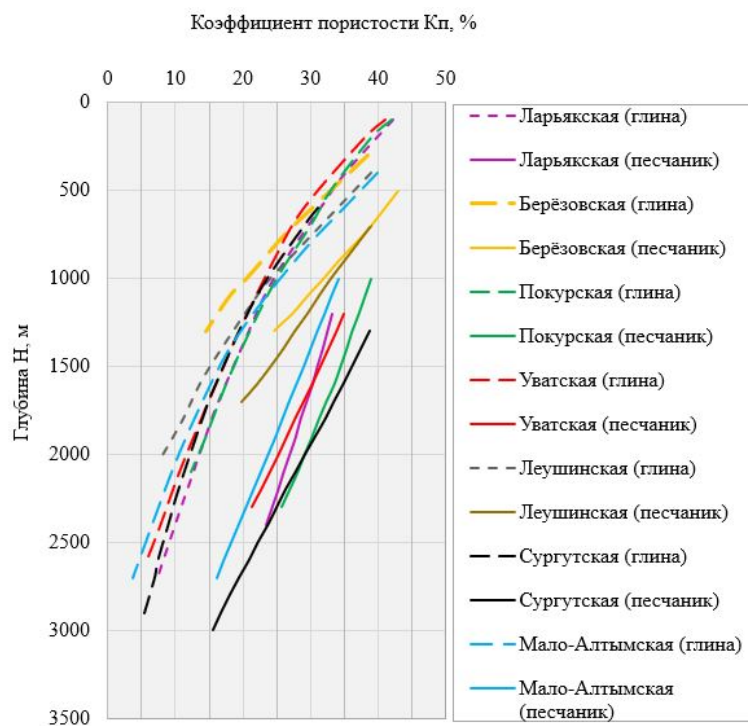


Рисунок 2. Сопоставление кривых нормального уплотнения разных нефтегазоносных районов Среднеобской нефтегазоносной области по данным ГГК-П (точки) и керновым данным.

Выполненные работы свидетельствуют о перспективности использования закономерностей уплотнения песчано-глинистых в виде КНУ для обоснования свойств опорных пластов с целью контроля качества ГИС, и совершенствования методического обеспечения геологической интерпретации материалов ГИС.

На примере Сургутского и Вартовского сводов показана хорошая сходимости изменения плотности пород для интервалов опорных разностей горных пород. Эти же показания соот-

ветствуют данным пунктирных линий, обозначающих данные, полученные при исследованиях керн. Вид кривых описывается как близкий к линейному. Средний диапазон разброса значений 0.02 г/см^3 .

При условии устойчивости изменения плотностных характеристик – данные максимальных, средних и минимальных показаний метода, характерных для конкретной территории могут быть распространены на ближайшие, менее исследованные области для контроля записи каротажа, а также оценке достоверности его показаний при переходе к петрофизическим характеристикам от показаний методов ГИС. Таким образом, на основе знаний о региональных закономерностях распределения петрофизических свойств по разрезу может быть разработан подход к обоснованию региональных петрофизических моделей для прогноза и оценки петрофизических параметров.

Список литературы

- Ахияров В.Х.* Закономерности изменения физических параметров пород-коллекторов по разрезу Западной Сибири // Геологопромысловые методы изучения полимиктовых коллекторов Западной Сибири: сборник статей. – Тюмень, 1980. С. 3–22.
- Граусман А.А.* Закономерности изменения поровых коллекторов при погружении (модель гравитационного уплотнения). - Якутск. : ЯФ СО АН СССР, 1984. - 136 с.
- Ирбэ Н.А.* Сводные геолого-геофизические разрезы нефтегазоносных областей Западно-Сибирской низменности и их особенности // Геофизические исследования Западной Сибири. – Тюмень, 1972. С. 3–176.
- Мамяшев В.Г., Кузнецова А.М.* Особенности уплотнения терригенных осадочных пород нефтегазоносных отложений // Известия высших учебных заведений. Нефть и газ. – 2023. №1. С. 45-59.

ОПРЕДЕЛЕНИЕ РТ-УСЛОВИЙ ОБРАЗОВАНИЯ ПОРОД КСЕНОЛИТОВ ИЗ КИМБЕРЛИТОВЫХ ТРУБОК АЛАКИТ-МАРХИНСКОГО И ДАЛДЫНСКОГО АЛМАЗОНОСНЫХ ПОЛЕЙ, ЯКУТИЯ

Лисовский Г.А.*, Корешкова М.Ю.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st067925@student.spbu.ru

Кимберлиты представляют собой редкие, сравнительно небольшие по объему магматические породы, зарождающиеся на глубине более 150-200 км (Giuliani, Pearson, 2019). Почти

всегда они содержат ксенолиты разного состава, вынесенные с разной глубины, от мантии до верхних горизонтов коры, зачастую сильно преобразованные ультраосновными расплавами кимберлитов. Ксенолиты являются важным источником информации о строении недр Земли. Благодаря их исследованию, можно восстановить обстановки их образования и метаморфизма.

Изучение пород фундамента Сибирского кратона осложнено их глубоким залеганием под осадочным чехлом и новые данные о составах нижнекоровых ксенолитов позволяют расширить поле знаний о его глубинной истории.

По данным предыдущих исследований нижнюю кору данного региона слагают гранулиты (Arshchepkov et al., 2020, Koreshkova et al., 2011), но в одной из последних работ высказано утверждение: «Установлено, что в средней коре в условиях амфиболитовой фации (600–650°C и 0.8–1.0 GPa), вероятно, формировалась порода гранат + клинопироксен + плагиоклаз ± ортопироксен ± амфибол ± скаполитового состава» (Perchuk et al., 2021), причём подобные оценки давлений по современным геофизическим данным (Cherepanova, Artemieva, 2015) отвечают нижней коре, а минеральная ассоциация – гранулитам. Цель представленной работы состояла в изучении ксенолитов из аналогичных исследованию (Perchuk et al., 2021) трубок, для того чтобы прояснить их происхождение и подтвердить или опровергнуть это утверждение.

Для этой цели были выбраны два шлифа наименее изменённых пород гранат-клинопироксен-плагиоклазового состава, т.к. подобные породы рассматриваются в публикациях по региону, как наиболее глубинные (Arshchepkov et al., 2020, Koreshkova et al., 2011). Первый образец - UD-93-180 из трубки Удачная, второй - KS-86-31 из трубки Комсомольская.

Было проведено петрографическое описание пород и рассчитан валовый состав по площадному соотношению породообразующих минералов и табличным данным для плотностей минеральных видов для конкретных составов. По этим данным состав пород отвечает коматитовым базальтам (Jensen, 1976), что не противоречит данным по составу схожих пород из аналогичных кимберлитовых трубок (Koreshkova et al., 2011). Нельзя исключить возможность того, что протолиты являются не вулканитами, а высокожелезистыми габброидами. Для обоснования природы протолита нужны дополнительные исследования.

Для обоих образцов был проведён расчёт температуры и давления образования методами термобарометрии по уравнениям гранат-плагиоклаз-клинопироксенового геобарометра и гранат-клинопироксенового Fe^{2+} -Mg геотермометра по экспериментальным данным Р.К. Ньютона и Д. Перкинса (Newton, Perkins, 1982) и Равны (Ravna, 2000). В результате чего получены параметры для образца из Удачной – $T = 777^\circ\text{C}$ $P = 0.94$ GPa, для образца из Ком-

сомольской – $T = 800^{\circ}\text{C}$ $P = 1.03 \text{ GPa}$.

Для построения диаграмм фазовых равновесий была использована программа Perple_X. Рассчитаны были только безводные фазы, за счет чего часть модельных фаз имеет смещение в низкотемпературную область. Для образца из Удачной, рассчитанные давление и температура попадают в поле парагенезиса плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, граната, кварца, ильменита и \pm рутила (рис. 1). Все минералы, кроме кварца, присутствуют в породе. Отсутствие кварца скорее всего связано с его полным замещением вторичным агрегатом серпентина и хлорита (следствие неравновесия кварца с ультраосновным кимберлитовым расплавом).

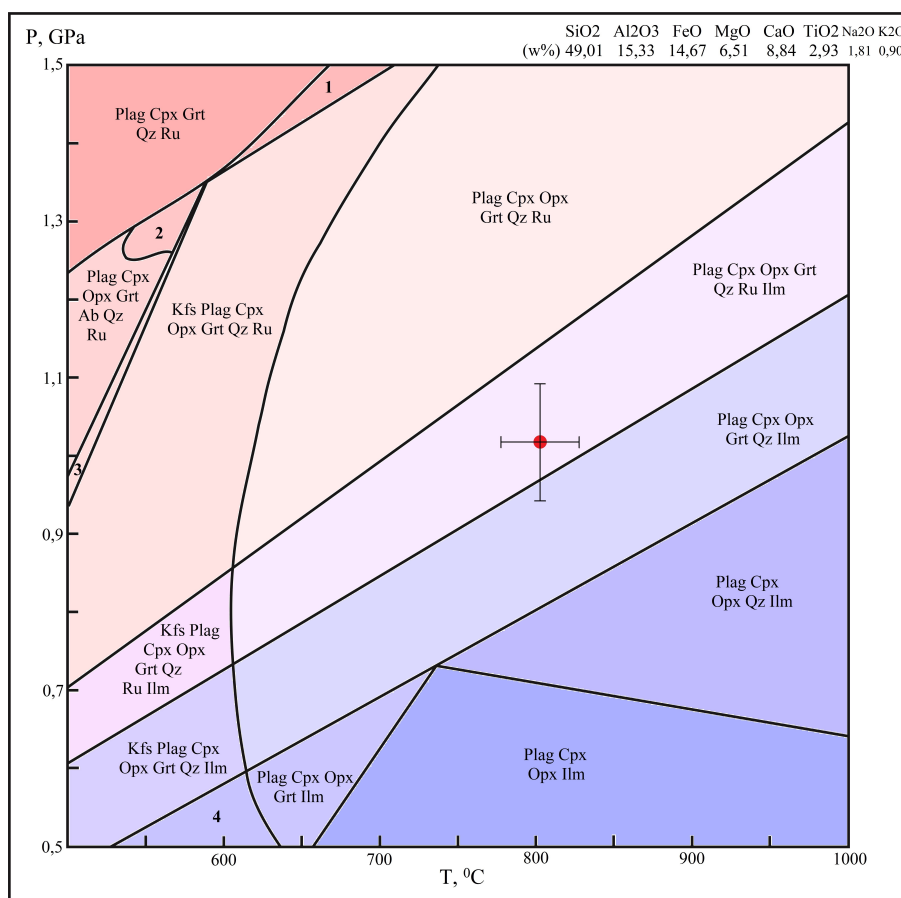


Рисунок 1. Диаграмма фазовых равновесий для образца UD-93-180 (Слишком малые поля, не выражающиеся в масштабе, не указаны). Красной точкой отмечены результаты термобарометрии. Минеральные фазы: 1 – Kfs Plag Cpx Grt Ab Qz Ru, 2 – Kfs Plag Cpx Opx Grt Qz Ru Ilm, 3 – Kfs Plag Cpx Opx Grt Qz Ilm, 4 – Kfs Plag Cpx Opx Grt Ilm, 5 – Plag Cpx Opx Grt Ol Ilm, 6 – Plag Cpx Opx Ilm. Kfs – Калиевый полевой шпат, Plag – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Grt – гранат, Qz – кварц, Ol – оливин, Ru – рутил, Ilm – ильменит.

Значения P-T для образца из трубки Комсомольская (рис. 2), попадают в поле минеральной ассоциации плагиоклаза, клинопироксена, ортопироксена, граната, кварца, рутила и ильменита. Минеральный состав поля соответствует составу породы, но рутила обнаружено не было. Но в пределах погрешности выбранного термобарометра располагается поле

без рутила, так что фазовая диаграмма и расчёты термобарометрии не противоречат друг другу.

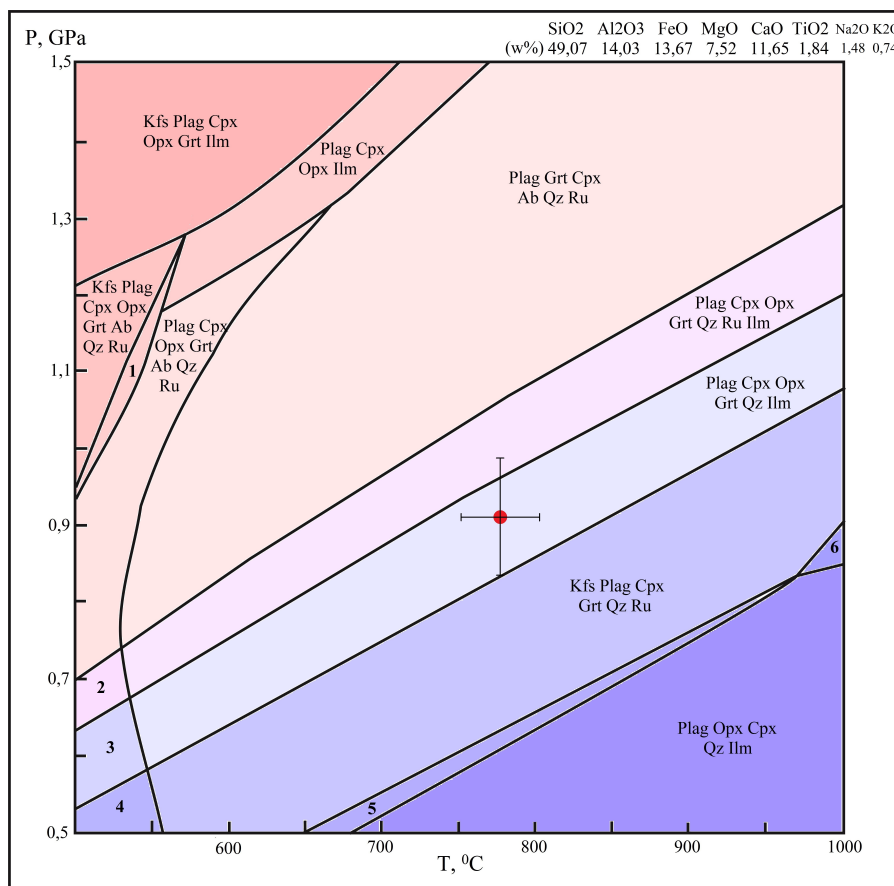


Рисунок 2. Диаграмма фазовых равновесий для образца KS-86-31. (Слишком малые поля, не выражающиеся в масштабе, не указаны). Красной точкой отмечены результаты термобарометрических расчётов и диапазон погрешности определения P и T . Минеральные фазы: 1 – Kfs Plag Cpx Grt Qz Ru, 2 – Plag Cpx Grt Ab Qz Ru, 3 – Kfs Plag Cpx Opx Grt Ab Qz Ru, 4 – Kfs Plag Cpx Opx Grt Ilm. (Kfs – Калиевый полево шпат, Plag – плагиоклаз, Cpx – клинопироксен, Opx – ортопироксен, Grt – гранат, Qz – кварц, Ab – альбит, Ru – рутил, Ilm – ильменит).

Оценка глубины формирования пород ксенолитов была произведена исходя из средней плотности пород кратона в районе рассматриваемых кимберлитовых полей (Cherepanova, Artemieva, 2015). В результате расчётов, глубина образования гранулитов составляет 37-34 км. По геофизическим данным (Cherepanova, Artemieva, 2015), граница Мохо на территории находится на глубине 46 км. Следовательно, рассчитанные глубины образования гранулитов отвечают нижней коре Сибирского кратона.

В результате, предположение, представленное в исследовании (Perchuk et al., 2021), что образование нижнекоровых пород региона происходило в условиях амфиболитовой фации метаморфизма, в данной работе не подтвердилось и возможно, амфиболитовая фация в ксенолитах в работе (Perchuk et al., 2021) наложена на гранулитовую.

Список литературы

- Arshchepkov I., Medvedev N., Vladykin N., Ivanov A., Downes H.* Thermobarometry and Geochemistry of Mantle Xenoliths from Zapolyarnaya Pipe, Upper Muna Field, Yakutia: Implications for Mantle Layering, Interaction with Plume Melts and Diamond Grade // *Minerals*, 2020. V. 10. P. 755.
- Cherepanova Y., Artemieva I.M.* Density heterogeneity of the cratonic lithosphere: A case study of the Siberian Craton // *Gondwana Research*, 2015. V. 28(4). P. 1344–1360.
- Giuliani A., Pearson D.G.* Kimberlites: From Deep Earth to Diamond Mines // *Elements*, 2019. V. 15(6). P. 377–380.
- Jensen, L.S.* A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ont. Div. Mines*, 1976. Misc. Paper №66. P. 21.
- Koreshkova, M.Y., Downes, H., Levsky, L.K., Vladykin, N.V.* Petrology and Geochemistry of Granulite Xenoliths from Udachnaya and Komsomolskaya Kimberlite Pipes, Siberia // *Journal of Petrology*, 2011. V. 52(10). P. 1857–1885.
- Newton, R.C. Perkins, D.* Thermodynamic calibration of geobarometers based on the assemblage garnet – plagioclase – orthopyroxene (clinopyroxene) – quartz // *American Mineralogist*, 1982. V. 67. P. 203–222.
- Perchuk, A.L., Sapegina, A.V., Safonov, O.G., Yapaskurt, V.O., Shatsky, V.S., Malkovets, V.G.* Reduced amphibolite facies conditions in the Precambrian continental crust of the Siberian craton recorded by mafic granulite xenoliths from the Udachnaya kimberlite pipe, Yakutia // *Precambrian Research*, 2021. P. 357.
- Ravna K.* The garnet-clinopyroxene Fe^{2+} -Mg geothermometer: an updated calibration // *Journal of Metamorphic Geology*, 2000. 18(2). P. 211–219.

ФОСФАТОНАКОПЛЕНИЕ НА РУБЕЖЕ СРЕДНЕГО И ПОЗДНЕГО ОРДОВИКА НА ПРИМЕРЕ ОТЛОЖЕНИЙ РАЗРЕЗА Р. МОЙЕРО (ТУНГУССКАЯ СИНЕКЛИЗА, ВОСТОЧНАЯ СИБИРЬ)

Лыков Н.А.^{1,2*}, Дронов А.В.¹, Ростовцева Ю.В.³

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер, 7, стр.1, Москва, 119017, Россия,

*lykownikita@gmail.com

²МГУ им. М. В. Ломоносова, г. Москва, Россия

³Геофизический центр РАН, Молодёжная ул., 3, Москва, 119296, Россия

Разрез долины р. Мойеро уникален тем, что в нем последовательно обнажаются отложения почти всех ярусов ордовикской системы, за исключением хирнантского (Каныгин и др., 2017). При этом ввиду удаленности и труднодоступности разреза многие особенности

его литологического строения либо не были никогда освещены в литературе, либо не были в достаточной мере изучены в прошлом. По результатам вновь полученных данных по разрезу р. Мойеро стало ясно, что этап фосфатонакопления в ордовике в пределах Восточной Сибири охватывает достаточно длительный период времени, отражаясь в отложениях мощностью порядка 55 метров.

Начало его фиксируется в основании слоя железистых оолитов (волгинский горизонт, дарривильский ярус), что совпадает с эрозионной поверхностью в подошве одноименной осадочной секвенции (Dronov, 2017). Отложения данного горизонта, мощностью 16 м, представлены чередованием зеленоцветных, листоватых алевролитов и слоев биокластических известняков (темпеститов). Они незначительно обогащены фосфатным веществом (до первых %), которое представлено фосфатными обломками раковин брахиопод и комками (первоначально, предположительно, фосфатных оолитов).

Отложения киренско-кудринского горизонта (конец дарривильского – начало сандбийского ярусов) представлены двумя одноименными осадочными секвенциями (Dronov et al., 2015). Нижняя (24 м) сложена ритмичным чередованием пачек фиолетово-красных известковистых алевролитов (1.0 – 1.5 м) и пачек серых и желтовато-серых биокластических известняков с примесью кварцевого песка, и карбонатных оолитов. Фосфатным веществом обогащена большая часть осадков, содержание которого увеличивается к концу киренского времени.

Верхняя, кудринская секвенция, представлена толщей (7 м) кварцевых песчаников с косой и горизонтальной слоистостью. В подошве отчетливо проявлено эрозионное несогласие с карманами врезания и темно-серым косослоистым фосфоритовым гравелитом с кварцевой и фосфатной галькой, мощностью около 20 см. Порода на 85% сложена интракластами и оолитами апатитового состава. В породе также присутствуют отдельные биокласты фосфатных брахиопод. Оставшиеся 15% породы сложены кварцевыми и полевошпатовыми полуокатанными зёрнами алевритовой и песчаной размерности. Интракласты представлены фрагментами илистых донных осадков, обогащенных фосфатным веществом. В зернистых фосфоритах развит яснокристаллический (спаритовый) кальцитовый цемент.

Возобновление фосфатонакопления совпало с началом чертовского (Сандбийский ярус) времени (Лыков и др., 2023). Отложения горизонта также образуют отдельную осадочную секвенцию (Дронов и др., 2022), её основание в разрезе совпадает со сменой мелкозернистых кварцевых песчаников нижележащий кудринской секвенции вишнево-бурыми листоватыми алевролитами. В верхней части горизонт сложен известковистыми аргиллитами, содержащими отдельные прослои биокластических известняков. В известковистых аргил-

литах выявлено наличие примеси фосфатного вещества, содержание которого по данным рентгенофазового анализа (РФА) увеличивается снизу вверх по разрезу (до 30%).

Граница с вышележащим баксанским (Сандбийский ярус) горизонтом приурочена к линзующемуся слою фосфоритов, мощность которого варьирует от 5 до 15 см. Изучение с помощью оптической микроскопии показало, что фосфоритовый прослой состоит из зерен фосфатного вещества, представленных оолитами, обломками беззамковых брахиопод и интракластами. Последние представлены фрагментами дробления илистых донных осадков, обогащенных фосфатным веществом без или с наличием обломочной примеси и фосфатных оолитов. Кроме этого, в породе присутствуют отдельные зерна кварца песчаной размерности и известковые биогенные компоненты. Присутствует яснокристаллический (спаритовый) кальцитовый цемент, отмечаются вторичные выделения доломита, барита и пирита. Фосфатные зерна (преимущественно оолиты) частично или полностью покрыты гематитовыми пленками.

Следует отметить, что скопления фосфатного вещества в разрезе, в большинстве случаев оказываются приурочены к подошвам осадочных секвенций (волгинской, кудринской, чертовской и баксанской), совпадающим с трансгрессивными поверхностями. Единственным исключением является граница волгинской и киренской секвенций, но этот стратиграфический интервал, к сожалению, плохо обнажен. Таким образом, обогащение отложений фосфатами наблюдается непосредственно выше трансгрессивных поверхностей и совпадает с подъемом относительного уровня моря.

Фосфатонакопление на рубеже среднего и верхнего ордовика отмечено и в других регионах Сибирской платформы. Так, к чертовскому горизонту относятся фосфориты Гурьевского месторождения в долине реки Подкаменной Тунгуски (Месторождения..., 1983). Широкое проявление фосфоритонакопления в позднем ордовике отмечается в пределах Лаврентии (Pope, Steffen, 2015; Lenton et al., 2015), а также в кундаском и ласнамягиском горизонтах среднего ордовика Балтики (Geology and mineral resources ..., 1997).

По-видимому, фосфатонакопление связано с перестройкой глобальной океанической циркуляции в среднем ордовике (Rasmussen et al., 2016), что привело к возникновению апвеллинга холодных и насыщенных фосфором вод на окраинах платформ и проникновению их в относительно мелководные эпиконтинентальные бассейны на этапах повышения уровня моря. Такие значительные изменения в гидрологии связывают с глобальным похолоданием (Dronov, 2013), начало которому было положено еще в среднем ордовике, и достигшему своего максимума во время хирнантского оледенения. Общее похолодание климата фиксируются в хорошо известных изотопных событиях GICE (Guttenberg isotopic carbon excursion)

и HICE (Hirnantian isotopic carbon excursion) (Saltzman, Young, 2005).

Характерной особенностью изученных фосфоритов является также наличие повышенных концентраций целого ряда редкоземельных элементов (РЗЭ). В изученных образцах было отмечено повышенное содержание таких РЗЭ как Ce, Nd, Y, La, Re, Cd и др. Подобный набор РЗЭ характерен для всей Сибирской платформы. Кроме того, сравнение содержаний набора РЗЭ в ордовикских фосфоритах и триасовых медно-никелевых рудах Норильского рудного района выявило схожие закономерности, что позволяет предположить контаминацию магмы редкоземельными элементами из вмещающих пород (Крылов, Лыков, 2023).

Работа выполнена в рамках темы госзадания № FMMG-2021-0003 ГИН РАН; № 075-01349-23-00 Геофизического центра РАН.

Список литературы

- Дронов А.В., Гонта Т.В., Толмачева Т.Ю.* Опорный разрез ордовика по реке Мойеро (Сибирская платформа): результаты исследований 2021г. В: Голубев В.К. и Назарова В.М. (ред.) ПАЛЕОСТРАТ – 2022. Тезисы докладов. М.: Палеонтологический ин-т им. А.А. Борисяка РАН. С. 28-29.
- Искюль Г.С.* Фосфатизированные поверхности перерыва в известняках кундаского горизонта (дарривильский ярус, средний ордовик) Северо-Запада России // Региональная геология и металлогения. 2019. № 78. С. 5-20.
- Каныгин А.В., Ядренкина А.Г., Тимохин А.В. и др.* Региональная стратиграфическая схема ордовикских отложений Сибирской платформы (новая версия) // Геология и минеральносырьевые ресурсы Сибири – № 5С – С. 4-57 – 2017.
- Крылов И.О., Лыков Н.А.* Роль палеозойских отложений в образовании месторождений Норильской металлогенической провинции. // Экзолит - 2023. Новаторская литология Фролова: общее и частное. Годичное собрание (научные чтения), посвященные 100-летию со дня рождения Владимира Тихоновича Фролова. Сборник научных материалов. Под общей редакцией Ю.В. Ростовцевой. Москва, 2023. С. 98-102.
- Лыков Н.А., Ростовцева Ю.В., Дронов А.В.* Первая находка фосфоритов в верхнеордовикских отложениях разреза Мойеро (Восточная Сибирь). // Материалы Всероссийской научной конференции (с иностранным участием). Фундаментальные проблемы изучения вулканогенноосадочных, терригенных и карбонатных комплексов (Литол 2023). – М.: ГЕОСС. 2023. 252 с.

- Месторождения фосфоритов и апатитов Сибири и Дальнего Востока. / Под. Ред. Ю.Н. Занина, В.Г. Матухиной. - Новосибирск, 1983. - 187 с.
- Dronov A.* Late Ordovician cooling event: Evidence from the Siberian Craton // *Palaeogeogr., Palaeoclim., Palaeoecol.* 2013. V. 389. № 1. P. 87–95.
- Dronov A.V., Kanygin A.V., Timokhin A.V., Gonta T.V.* Ordovician sequence stratigraphy of the Siberian Platform revised // 12th International Symposium on the Ordovician System. Short papers and abstracts. Stratigraphy. 2015 V. 12 N. 2. P. 100-101
- Dronov A.V.* Ordovician Sequence Stratigraphy of the Siberian and Russian Platforms / Montanari M. (Ed.) // *Advances in Sequence Stratigraphy. Special Issue. Stratigraphy & Timescale.* V. 2. - Elsevier, 2017, P. 187-241.
- Geology and Mineral resources of Estonia. Estonian Academy Publishers, Tallinn, 1997. 436 p.
- Lenton T.M., Crouch M., Johnson M., Pires N., Dolan L.* First plants cooled the Ordovician // *Nature Geoscience*, vol 5, 2012, p. 86–89.
- Pope M.C., Steffen J.B.* Widespread, prolonged late Middle to Late Ordovician upwelling in North America: A proxy record of glaciation? // *Geology*, v. 31, № 1, 2015, p. 63–66.
- Rasmussen C.M., Ullmann C.V., Jakobsen K.G., Lindskog A., Hansen J., Hansen T., Eriksson M.E., Dronov A., Frei R., Korte C., Nielsen A.T., Harper D.* Onset of main Phanerozoic marine radiation sparked by emerging Mid Ordovician icehouse. // *Scientific Reports* 6, 2016.
- Saltzman M.R., Young S.A.* Long-lived glaciation in the Late Ordovician? Isotopic and sequence-stratigraphic evidence from western Laurentia // *Geology*, v. 31, № 2. 2005, p. 63–66.

СПЕЛЕОТЕМА ПЕЩЕРЫ ВОРОНЦОВСКАЯ (КРАСНОДАРСКИЙ КРАЙ): ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ И ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Маслобоева А.Е.^{1*}, Ершова В.Б.¹, Гаврюшкин Д.А.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st086847@student.spbu.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Грузинская ул., д. 10, Москва, 123242, Россия

Спелеотемы (сталагмиты, сталактиты и флоустоуны (flowstones)) широко распространены в карстовых пещерах и образуются при осаждении карбонатных минералов из капельных вод, дегазирующих избыток углекислого газа при попадании в пещеры. Спелеотемы хранят уникальный архив данных, характеризующий локальные и глобальные климатические и экологические условия того периода, когда они формировались (Henderson 2006). В целом они представляют собой, возможно, наилучшую возможность получения высокодетальных

(с разрешением от сезона до десятилетия), непрерывных наземных записей климатических изменений с точной и достоверной хронологией.

Целью настоящей работы является петрографическое и геохимическое изучение спелеотемы карстовой пещеры Воронцовской (Краснодарский край) для выяснения условий, влияющих на их рост, а также восстановление геохимической обстановки их формирования.

Пещера Воронцовская, расположена на северо-восточном побережье Черного моря. Воронцовская система пещер расположена на территории Хостинского района города Сочи Краснодарского края в 1.5 км к востоку от с. Воронцовка в верховьях р. Кудепста на Воронцовском хр. Относится к спелеопровинции Южного склона, Сочинской спелеообласти, Алек-Дзыхринскому району, подрайону Ахцу, Воронцовскому участку. Протяженность пещеры 10.4 км, амплитуда высот 240 м. Пещера расположена в верхнемеловых пелитоморфных светло-серых известняках сантона мощностью около 80 м. Известняки подстилаются тёмной толщей переслаивания альб-сеномана, сложенной аргиллитами, глинистыми тонкоплитчатыми известняками и мергелями (Дублянский, Илюхин, 1982).

Материалом для данного исследования послужили 3 керна пробуренных из натёчной плотины в южной части пещеры, в Очажном гроте.

Для проведения настоящего исследования было изготовлено 15 прозрачно-полированных шлифов, которые были описаны и сфотографированы на оптическом микроскопе Olimpus BX-53 с катодолюминесцентной приставкой Mk5-2 (на базе кафедры региональной геологии Санкт-Петербургского государственного университета). Рабочие параметры приставки: вакуум 0.003 mBar, напряжение 324 uA, ток 6-13 kV. Также в работе использовался сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N с приставкой для энергодисперсионного анализа Oxford Instruments X-Max 20.

Общий минералогический состав карбонатных образований определялся с помощью рентгеновского дифрактометра Rigaku Miniflex II с Cu анодом при напряжении рентгеновской трубки 30 кВ и силе тока 15 мА. Углы съёмки 2-тета составляли от 5 до 70°, скорость 3°/мин.

Исследованная спелеотема сложена неравномерно переслаивающимися темными и светлыми слоями, которые под оптическим микроскопом представлены, соответственно, светлым средне-крупнокристаллическими слоями кальцитового спарита и плотными темными, микротовыми и/или микроспаритовыми кальцитовыми слоями (рис. 1).

Спаритовые слои составляют обычно около 60-70% породы; они представлены столбчатыми, преимущественно, открытыми и радиаксиальными кристаллами кальцита (Co и Crf,

соответственно; по классификации (Frisia, 2015)) длиной от 0.5 до 8 мм. Между кристаллами часто присутствуют тонкие вытянутые поры и включения. Кристаллы расширяются кверху, образуя веерообразную форму. Внутри этих слойков присутствуют микронные тёмные слойки, сложенные микритом. Края кристаллов преимущественно неровные закруглённые (Co_{lf}), а иногда ромбоидальные (Co_{rt}).

Микритовые и микроспаритовые слойки согласно облекают края веерных кристаллов. Толщина слойков до 3 мм. Кроме того, микрит и микроспарит могут заполнять пространство между столбчатыми кристаллами, а также могут замещать более крупные кристаллы (в шлифах видны реликты столбчатых кристаллов). Микритизированные участки могут быть связаны пористостью; поры мелкие (до 0.5 мм), округлые и вытянутые, похожи на ваги.

Микритовые слойки характеризуются тёмно-синим катодолюминесцентным свечением, а у спаритовых слойков свечение отсутствует (Рис. 1Е).

По данным рентгенофазового анализа минеральный состав исследуемых образцов представлен кальцитом. Акцессорные минералы представлены кварцем и глауконитом. Также по данным электронной микроскопии в породе присутствуют мелкие зёрна рутила, ильменита, магнетита и сульфидов железа.

По данным геохимических исследований было определено, что карбонаты имеют содержания Ca от 30.59 до 35.94%, Mg от 0.022 до 0.163% и Fe от 0.004 до 0.059%. Причём содержание железа в образцах 20 керна выше, чем в образцах 21 и 22 кернов.

Концентрации редкоземельных элементов находятся в пределах 3.1–21.4 ppm. Распределение нормализованных (Post Archean Australian Shale) концентраций редкоземельных элементов показывает, что во всех образцах наблюдается отчётливая отрицательная цериевая аномалия ($Ce/Ce^* = 0.17-0.42$), а также во всех образцах зафиксирована положительная европиевая аномалия ($Eu/Eu^* = 1.94-6.57$).

Таким образом, на данном этапе результаты исследования позволяют сделать следующие выводы:

Флоустоуны пещеры Воронцовская представлены переслаиванием столбчатых кристаллических и микрокристаллических слоёв. Это чередование отражает гидрологические изменения. Преобладание столбчатых открытых прослоев указывает на то, что флоустоун формировался из мощной плёнки жидкости при высокой скорости потока и низкой скорости дегазации (Frisia, 2015). Ромбоэдрические края столбчатых кристаллов некоторые исследователи связывают с турбулентным течением и с тем, что кристаллы постоянно находились в воде (Turgeon, Lundberg, 2001; Hill, Forti, 1997), а плоские и неровные края вероятно связаны с тёмными богатыми органикой пластинками; окисление органического вещества может

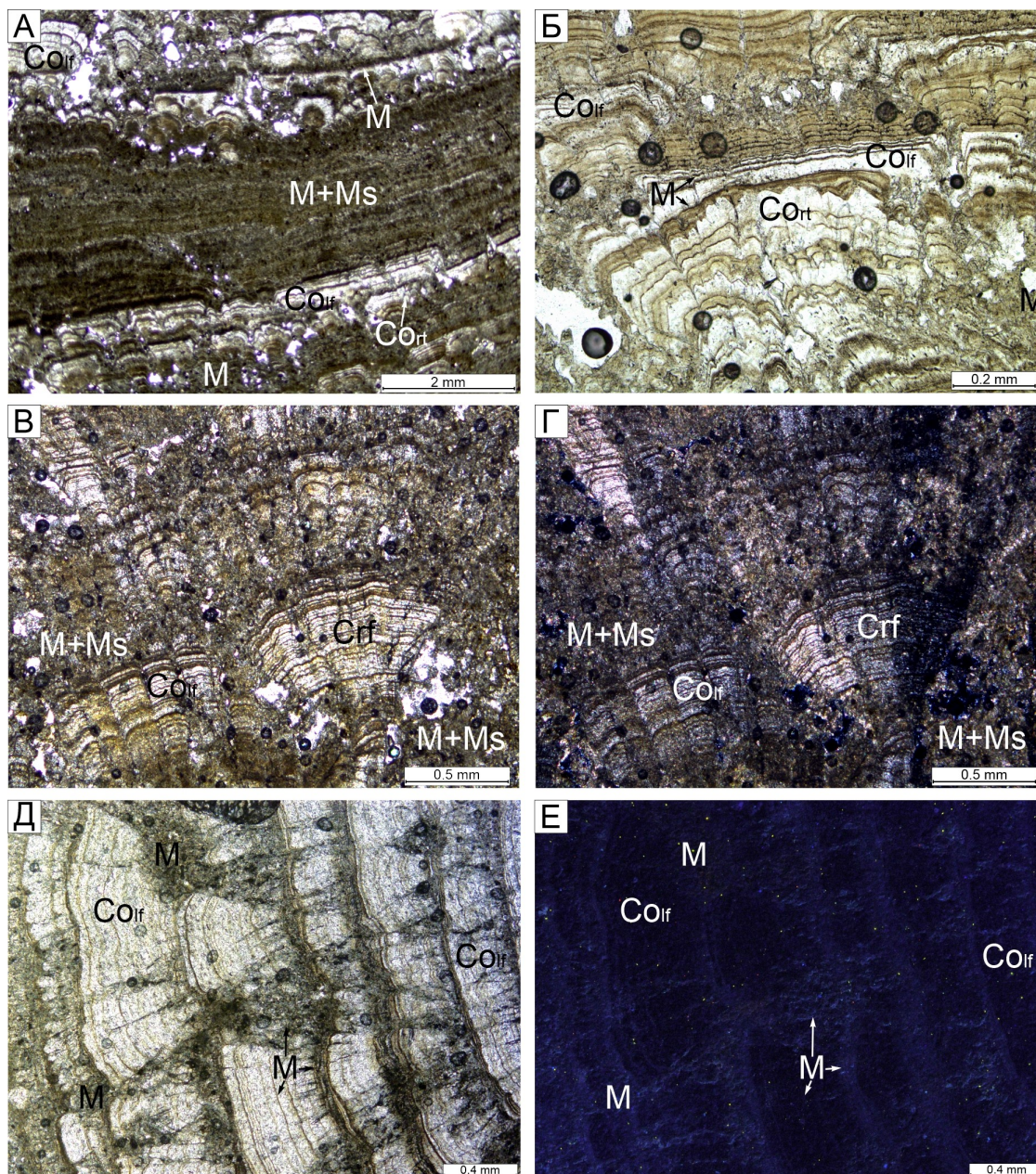


Рисунок 1. А – фотография шлифа 22-2 в проходящем свете; Б – фотография шлифа 21-1 в проходящем свете; В, Г – фотографии шлифа 20-4 в проходящем свете (В) и в скрещенных николях (Г); Д, Е – фотографии шлифа 20-1 в проходящем свете (Д) и при катодоллюминесцентном свечении (Е). Co_{if} – столбчатые открытые кристаллы с плоскими или неровными краями, Co_{rt} – столбчатые открытые кристаллы с зазубренными (ромбоэдральными) краями, Crf – столбчатые радиаксиальные кристаллы кальцита; М – микрит, Ms – микроспарит (по классификации (Frisia, 2015))

способствовать локальному растворению, приводящему к выравниванию верхушек кристаллов (Frisia, 2015). Формирование микритовых слойков может являться результатом присутствия некарбонатных примесей и органического вещества. Также микрит мог образоваться в результате механической эрозии и коррозии крупных кристаллов (Wróblewski et al., 2017).

Во всех образцах были зафиксированы отрицательная цериевая и положительная европиевая аномалии. Первая связана с тем, что карбонаты образовались в окислительных обстановках, а вторая, вероятно, указывает на присутствие полевого шпата в воде, из кото-

рой формировались карбонаты.

Исследование поддержано грантом РФФИ 22-27-00453.

Список литературы

- Дублянский В.Н., Илюхин В.В.* Крупнейшие карстовые пещеры и шахты СССР // Изд. Наука, 1982. 137с.
- Frisia S.* Microstratigraphic logging of calcite fabrics in speleothems as tool for palaeoclimate studies // *Int. J. Speleol.* 2015. V. 44. P. 1-16.
- Hill C.A., Forti P.* Cave Minerals of the World // National Speleological Society, Huntsville. 1997.
- Henderson G.M.* Climate. Caving in to new chronologies. // *Science*. New York. 2006. V. 313. P. 620 - 622.
- Turgeon S., Lundberg J.* Chronology of discontinuities and petrology of speleothems as paleoclimatic indicators of the Klamath Mountains, southwest Oregon, USA // *Carbonates Evaporites*. 2001. V. 16. P. 153-167.
- Wróblewski W., Gradziński M., Motyka J., Stankovič J.* Recently growing subaqueous flowstones: Occurrence, petrography, and growth conditions // *Quaternary International*, 2017. V. 437. P. 84–97.

СТРОЕНИЕ РАЙОНА ПОС. МОНАСТЫРЬ (СОЧИ-КРАСНОПОЛЯНСКИЙ СЕКТОР ЮЖНОГО СКЛОНА БОЛЬШОГО КАВКАЗА)

Махиня Е.И.^{1*}, Кузнецов Н.Б.¹, Колодяжный С.Ю.¹, Устинова М.А.¹, Шалаева Е.А.¹, Данцова К.И.¹, Романюк Т.В.²

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер, 7, стр.1, Москва, 119017, Россия,

*eugenemahinya@yandex.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Грузинская ул., д. 10, Москва, 123242, Россия

В изучении геологии Большого Кавказа достигнуты значительные успехи, однако некоторые вопросы, связанные с определением возраста и внутреннего строения конкретных толщ, палеогеографических обстановок их формирования, морфологии и причины проявленных в них дислокаций все еще остаются дискуссионными. В числе прочего, это касается флишевых толщ района п. Монастырь, в Сочи-Краснополянском секторе Южного склона Большого Кавказа (БК).

Сочи-Краснополянский сектор расположен в переходной области между его Центральным и Северо-Западным (Западным) сегментами, которые разделены транскавказской (поперечной) Пшехско-Адлеровской флексурно-разломной зоной (Милановский, Хаин, 1963).

Эта область сложных сочетаний и пересечений разрывно-складчатых и надвиговых структур кавказского (ЗСЗ) и транскавказского (ССЗ, субмеридионального, реже – СВ) направлений характеризуется повышенной сейсмической опасностью и высокой концентрацией сейсмогенерирующих структур (Овсюченко и др., 2013).

С севера рассматриваемый сектор южного склона БК (рис. 1) ограничен Главным Кавказским разломом (надвигом, сдвига-надвигом?). Южнее расположена серия складчато-надвиговых чешуй, каждая из которых сложена различными структурно-формационными комплексами. Здесь выделяют: Гойтхскую антиклинорную зону, сложенную ниже-среднеюрскими вулканогенно-терригенными толщами (Шолпо и др., 1993); Краснополянскую зону, сложенную терригенно-вулканогенными толщами стратиграфического интервала от аалена (анчхойская свита) до байоса (порфиритовая серия) включительно, дислоцированными в многочисленные запрокинутые к югу изоклинальные складки, осложненные крутопадающими взбросами и надвигами южной vergentности; Чвижепсинскую зону, сложенную флишоидными толщами палеогена, участвующими в строении Воронцовского покрова (ВП). Воронцовский покров надвинут на образования Сочи-Адлерской депрессии (Овсюченко и др., 2013). По некоторым оценкам (Борукаев, Буртман, 1964) амплитуда горизонтального перемещения ВП 10–15 км. Плоскость надвига полого (15–30°) падает на север, иногда залегает горизонтально и даже приобретает южное падение. Неогеновый возраст ВП установлен по его надвиганию на олигоцен-миоценовые толщи черноморской серии Сочи-Адлерской депрессии. С востока ВП ограничен субмеридиональным поперечным разрывом (левый сдвиг?), представляющим собой одну из ветвей Пшехско-Адлеровской транскавказской зоны. Плоскость этого разрыва прослежена в долине р. Б. Хоста и нижнем течении р. Кудепста.

Сочи-Адлерская депрессия продолжает к юго-востоку Туапсинский прогиб. Она сложена терригенно-карбонатными породами верхнепалеоцен-нижнеэоценовой ахштырской свиты и олигоцен-миоценовой черноморской серией. Вдоль Сочи-Адлерской депрессии прослежена Ахштырско-Ахунская антиклинальная зона. Ядра складок сложены верхнемеловыми карбонатными породами сеноман-маастрихтской казачебродской свиты (Государственная ..., 2011).

По направлению к ВЮВ Чвижепсинская и Краснополянская зоны сменяются Гагроджавской зоной, сложенной олигоцен-миоценовыми терригенно-глинистыми толщами. Внутреннее строение зоны осложнено горст-антиклинальной структурой Ацху-Кацирха, которая в рельефе выражена Кепшинским хребтом (Государственная ..., 2011; Милановский, Хаин, 1963). Горст-антиклинорий Ацху-Кацирха сложен средне-верхнеюрскими сильно брекчированными карбонатами кацирхской (оксфорд-титон) и аибгинской (келловей-

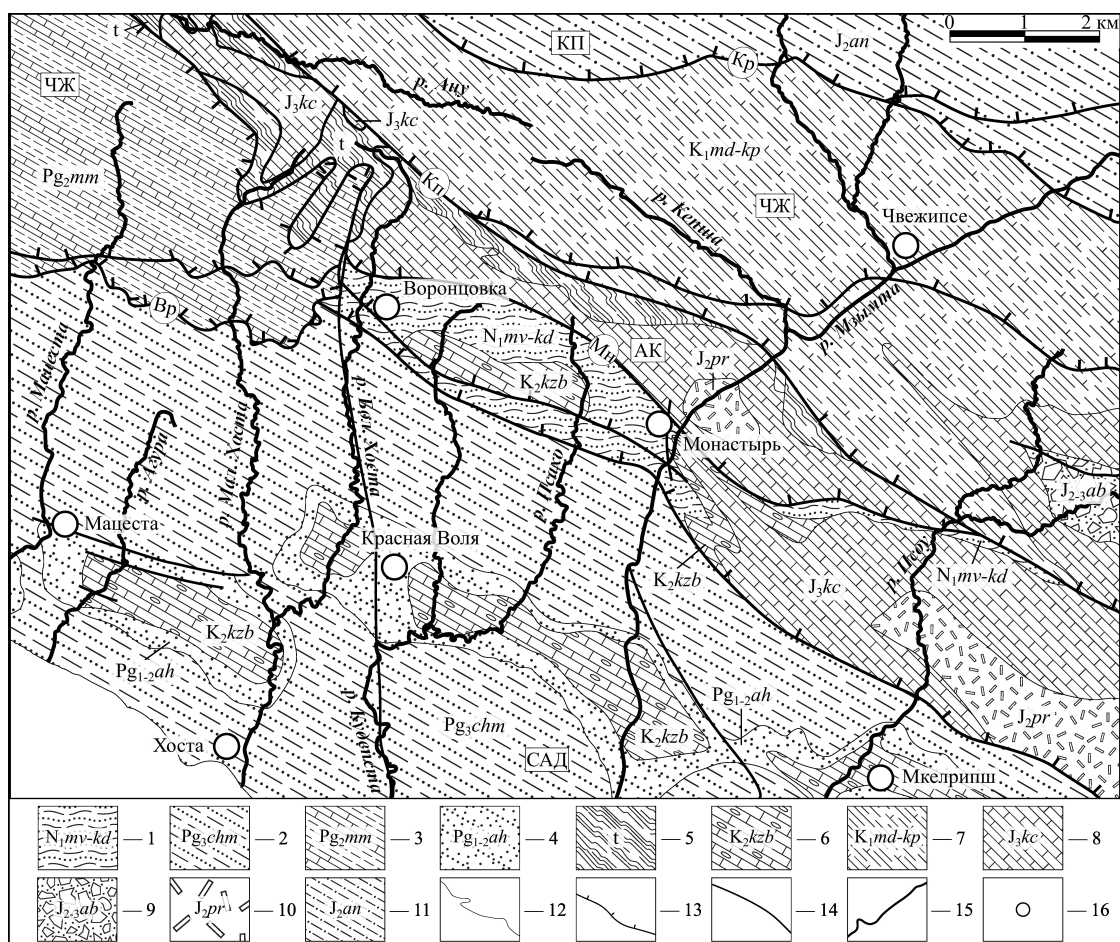


Рисунок 1. Геолого-структурная схема Сочи-Краснополянского сектора Большого Кавказа, по (Государственная ..., 2000; Милановский, Хаин, 1963) с дополнениями. Тектонические зоны: КП – Краснополянская зона, ЧЖ – Чвежипсинская зона, АК – антиклинорий Ацху-Кацирха, САД – Сочи-Адлерская депрессия. 1–4 – отложения Сочи-Адлерской депрессии и Воронцовского покрова: 1 – миоценовые породы мысовидненской-кудепстинской свит, 2 – олигоцен-миоценовая черноморская серия, 3 – палеоцен-эоценовые отложения Пластунской мульды, 4 – палеоцен-эоценовые породы ахштырской свиты; 5 – нерасчлененные тектониты; 6–7 – меловые образования: 6 – казачебродская свита, 7 – медовеевская-кепшинская свиты; 8–11 – юрские отложения Краснополянской зоны и Ацху-Кацирха: 8 – кацирхская свита, 9 – айбгинская свита, 10 – порфиритовая серия, 11 – анчхойская свита; 12 – геологические границы; 13 – основные взбросо-надвиги, (бергштрихи направлены в сторону висячего крыла): (Кр – Краснополянский надвиг, Кп – Кепшинский надвиг, Мн – Монастырский надвиг, Вр – Воронцовский надвиг); 14 – разломы неясной кинематики; 15 – реки; 16 – населенные пункты.

оксфорд) свит. Его южное крыло срезано продольным Монастырским разломом (МР), круто падающим к ССВ. В современной структуре этот разлом представлен сейсмо-гравитационным уступом и обнаруживает признаки активности в позднем голоцене (Овсюченко и др., 2013).

К югу от МР в правом борту р. Мзымта в районе п. Монастырь обнажен флиш, относимый к нерасчлененным мысовидненской-кудепстинским свитам эоцена – олигоцена (Государственная ..., 2011). Из песчаников нижнего и аргиллитов верхнего элементов одного из флишевых ритмов были отобраны пробы для изучения зерен детритового циркона (dZr) и

микропалеонтологических исследований, соответственно. Из аргиллитов М.А. Устиновой выявлены комплексы наннофоссилий смешанного состава: кампана-маастрихта, палеоцена – нижнего эоцена, верхнего эоцена – олигоцена, а также олигоцена и миоцена. Степень сохранности наннопланктона позволяет предполагать, что все комплексы наннофоссилий переотложены. На этом основании мы предполагаем, что возраст развитого здесь фрагмента флишевого разреза не древнее миоцена.

Из аркозовых песчаников выделены зерна dZr. Их U-Th-Pb датирование выполнено методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой с лазерной абляцией (LA-ICP-MS) в химико-аналитической лаборатории ГИН РАН. Методические приемы выделения dZr, подготовки его для изотопного анализа, аналитические процедуры и методические приемы обработки результатов описаны в (Никишин и др., 2020; Романюк и др., 2019). Изученные dZr показали хорошую сохранную систему и широкий спектр U-Pb возрастов, в котором не выявлено доминирование какой-либо популяции. В самой молодой группе (140-200 млн лет) зафиксирован яркий пик ≈ 170 млн лет. Он соответствует широко проявленному на Западном Кавказе и в Горном Крыму среднеюрскому магматизму. Следующая по возрасту группа состоит из зерен с каменноугольно-триасовыми возрастами. В полученном наборе датировок ярко представлен возрастной интервал 450-750 млн лет. Мы интерпретируем их как Пери-Гондванский провенанс-сигнал. Кроме того, в этом наборе в значительном количестве присутствует протерозойские и единичные архейские датировки. Наличие юрских, каменноугольных и раннепалеозойско-вендских dZr может указывать на то, что каналы по которым турбидные потоки перемещались к основанию континентального склона, прорезали его до его структурного основания, сложенного комплексами киммерийского, герцинского и кадомского структурных этажей.

Развитый в районе п. Монастырь миоценовый(?) флиш находится в зоне динамического влияния МР. Здесь развиты ЮЗ-вергентные складчато-надвиговые нарушения – асимметричные, наклонные и опрокинутые к ЮЗ складки с острыми замками. Амплитуда (А) отдельных складок достигает 3–5 м, длина волны (W) – 10-15 м. В морфологическом отношении складки принадлежат группе переходных между синусоидальными и шевронными типами пликативных структур. Их шарниры полого (5–15°) падают к СЗ, либо залегают горизонтально. Осевые поверхности складок отклонены против часовой стрелки от простирания МР на угол 15–20°. Это указывает на присутствие праводвиговой составляющей перемещений вдоль этого разлома. Зеркало складок полого наклонено к Монастырскому разлому, на удалении от которого складки становятся менее сжатыми и на расстоянии ≈ 1 км к ЮЗ от этого нарушения постепенно затухают и залегание флиша приобретает моноклиальный харак-

тер.

Кроме того, в рассматриваемых обнажениях в районе п. Монастырь миоценовый(?) флиш осложнен серией малоамплитудных пологих и крутых надвигов с северо-восточным падением сместителей, парагенетически связанных с Монастырским разломом. Они разделяют дисгармоничные тектонические пакеты, для которых характерны индивидуальные особенности складчатой структуры.

Помимо отмеченных пликативных нарушений, в «монастырских» обнажениях выявлены фрагменты ныряющих складок, складок-надвигов, а также структуры «замок в замке», свидетельствующие о полистадийности деформаций. На основании микроструктурного анализа, проведенного в ориентированных шлифах, выявлены некоторые закономерности формирования и пространственного положения сланцеватости, кливажа и различных видов линейности, характеризующих кинематическую ситуацию в зоне динамического влияния МР. Результаты микроструктурного изучения также позволяют полагать, что к моменту проявления деформаций миоценовые породы испытали метагенетические преобразования.

Таким образом, выполненное микропалеонтологическое, изотопно-геохронологическое и структурно-кинематическое изучение флишевых образований, развитых на правом берегу р. Мзымта в районе пос. Монастырь показало: 1) возраст этого флиша не древнее миоцена; 2) обломочный материал, слагающий грубые элементы ритмов во флише принесен со стороны БК; 3) МР, ограничивающий с севера поле распространения этого флиша, - правосторонний сдвиг-надвиг (сдвига-взброс); 4) проявленные во флише деформации динамически связаны с зоной влияния МР; 5) возраст МР и сопряженных с ним деформаций не древнее конца миоцена; 6) МР, вероятно, парагенетически связан с формированием ВП и сохранял свою активность, по-видимому, вплоть до новейшего этапа.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 24-27-00252.

Список литературы

- Борукаев Ч.Б., Буртман В.С.* Тектонические окна в Воронцовском покрове // Бюлл. МОИП. – 1964. – № 5. – С. 112–118.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200000. Изд. 2-е. Серия Кавказская. Лист К-37-IV (Сочи). СПб.: ВСЕГЕИ, 2000. 135 с.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Скифская. Лист К-37 (Сочи), К-38 (Махачкала), К-39. СПб.: ВСЕГЕИ, 2011. 431 с.
- Милановский Е.Е., Хаин В.Е.* Очерки региональной геологии СССР. Геологическое строение

Кавказа – М.: Изд-во Московского Университета, 1963. – 378 с.

Никишин А.М., Романюк Т.В., Московский Д.В., Кузнецов Н.Б., Колесникова А.А., Дубенский А.С., Шешуков В.С., Ляпунов С.М. Верхнетриасовые толщи Горного Крыма: первые результаты U-Pb датирования детритовых цирконов // Вестник Московского университета. Серия 4: Геология. 2020 №2. С. 18-33.

Овсяченко А.Н., Хилько А.В., Шварев С.В., Костенко К.А., Мараханов А.В., Рогожин Е.А., Новиков С.С., Ларьков А.С. Комплексные геолого-геофизические исследования активных разломов в Сочи–Краснополянском районе // Физика Земли. – 2013. – № 6. – С. 116-138.

Романюк Т.В., Кузнецов Н.Б., Белоусова Е.А., Горожанин В.М., Горожанина Е.Н. Палеотектонические и палеогеографические обстановки накопления нижнерифейской айской свиты Башкирского поднятия (Южный Урал) на основе изучения детритовых цирконов методом «TerraneChrono®» // Геодинамика и тектонофизика. 2018 №1. С. 1-37.

Шолпо В.Н., Рогожин Е.А., Гончаров М.А. Складчатость Большого Кавказа. – М.: Наука, 1993. – 192 с.

ЭВОЛЮЦИЯ ОБСТАНОВОК ОСАДКОНАКПЛЕНИЯ ЖИВЕТСКОГО И ФРАНСКОГО ЯРУСОВ ТУКАЕВСКОЙ ПЛОЩАДИ

Морозова П.Е.*, Шишлов С.Б.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st094449@student.spbu.ru

В пределах Южно-Татарского свода на Тукаевской площади скважиной 1Т на эродированной поверхности кристаллического фундамента вскрыты живетский и франский ярусы мощностью около 200 м (рис. 1). Этот разрез представляет существенный интерес, поскольку в Волго-Уральской нефтегазовой провинции с живетским ярусом связаны основные запасы углеводородов, а с франским – региональная нефтегазоматеринская доманиковая толща (Сунгатуллин и др, 2007).

Целью настоящего исследования стало выявление особенностей строения и реконструкция обстановок осадконакопления живетского и франского ярусов девона Тукаевской площади.

Для этого выполнено макроскопическое описание 225 погонных метров керна, отобранного из скважины 1Т, уточненное при петрографическом исследовании 66 шлифов и по результатам определений гранулометрического состава 46 образцов терригенных пород и химического состава 59 образцов карбонатных пород. По каротажу (GK, PS) определены осо-

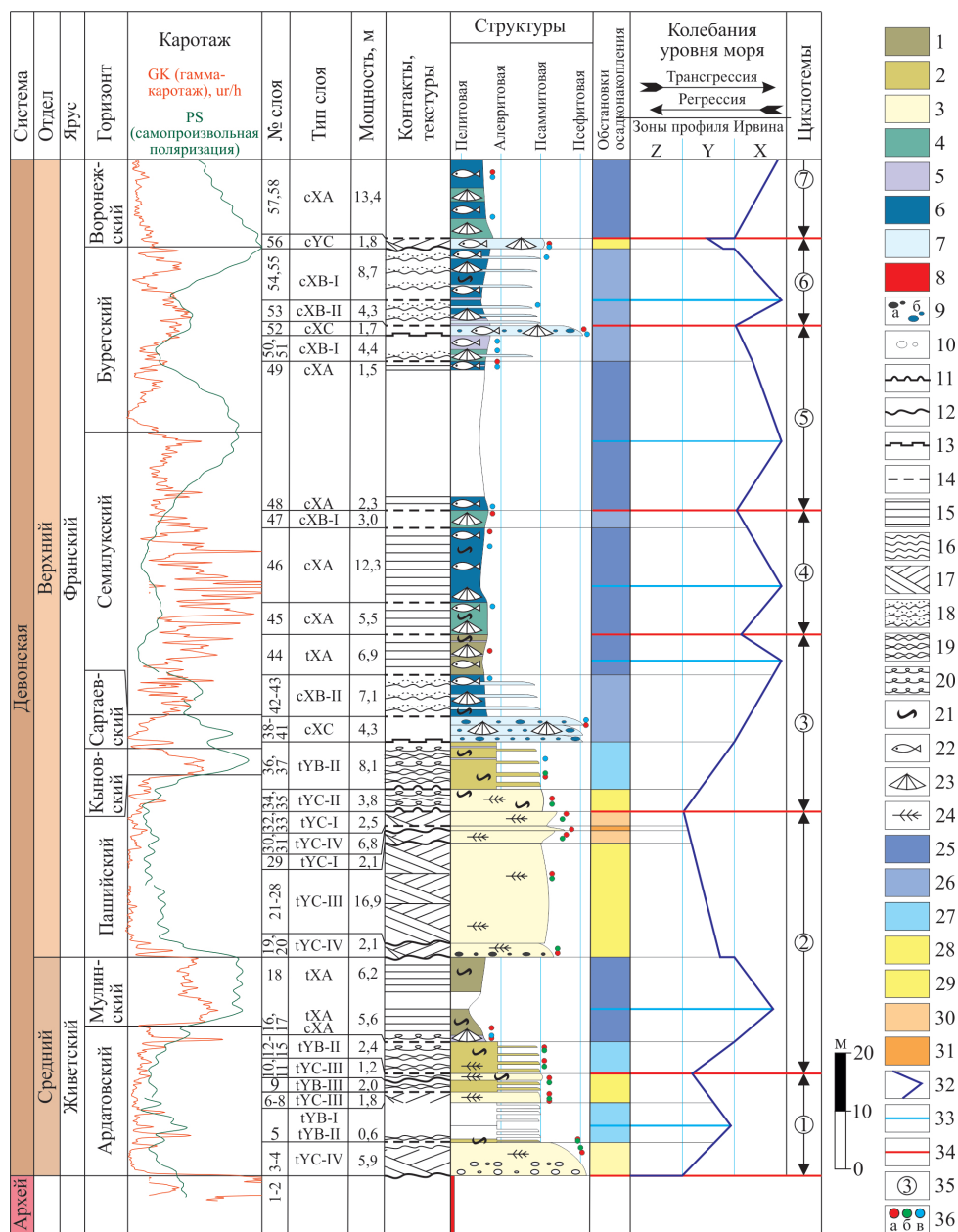


Рисунок 1. Разрез живетского и франского ярусов, вскрытый скважиной 1Т на Тукаевской площади.

1–9 – горные породы: 1 аргиллиты и алевролиты, 2 – чередование алевролитов глинистых и песчаников, 3 – песчаники, гравелиты и конгломераты, 4 – мергели, 5 – доломиты; 6,7 – известняки: 6 – микритовые, 7 – гранулярные, 8 – гнейсы и граниты; 9, 10 – гравий и гальки: 9 – местных глинисто-алевритовых (а) и карбонатных (б) пород, 10 –экзотических пород; 11–14 – межслоевые поверхности: 11 – бугристая, 12 – волнистая, 13 – неровная с просядками, 14 – постепенный переход; 15–17 – слойчатость: 15 – горизонтальная, 16 – волнистая, 17 – косая разнонаправленная; 18, 19 – чередования: 18 – градационное, 19 – линзовидно-полосчатое; 20 – текстура биотурбации; 21 – ходы илоедов; 22–24 – органические остатки: 22 – морской нектон и планктон, 23 – морской бентос, 24 – растительный детрит; 25–31 – обстановки накопления: 25 – глубоководных илов, 26 – дистальных темпеститов, 27 – лоскутных песков, 28 – подводных песчаных валов, разделенных межваловыми депрессиями, 29 – песков пляжа, 30 – песков дельты, 31 – песков дельтовой протоки; 32 – кривая колебания уровня моря; 33 – трансгрессивный максимум; 34 – регрессивный максимум; 35 – номера циклотем; 36 – места отбора шлифов (а), образцов на гранулометрический (б) и химический анализы.

бенности интервалов, не представленных керном (рис. 1)

В процессе исследования построена колонка масштаба 1:100 (рис. 1); проведена типизация слоев с использованием стандартных микрофаций карбонатных пород (Wilson, 1975; Flügel, 2010) и типов слоев терригенных формаций (Шишлов, 2010); выполнена их генетическая интерпретация с использованием подходов фациального анализа (Walter, 1894; Selley, 1985) и диагностических признаков энергетических зон X и Y эпиконтинентального бассейна (Irwin, 1965); составлена кривая колебания уровня моря, позволившая установить трансгрессивно-регрессивные последовательности слоев – циклотемы; обоснована реконструкция эволюции обстановок осадконакопления в живетском и франском веках.

В разрезе установлено 13 типов слоев. В глубоководной низкодинамичной зоне X формировались: алевролиты глинистые с горизонтальной слоистостью (tXA); вакстоуны глинистые, обогащенные органическим веществом (сXA); мергели доломитистые с повышенной концентрацией органического вещества и градационными прослоями гранулярных известняков, с увеличением (сXB-I) или уменьшением (сXB-II) размера частиц от подошвы к кровле; флаутстоуны с литокластами микритовых доломитистых известняков и детритом морского бентоса, погруженные в глинисто-карбонатный матрикс (сXC).

В мелководной динамичной зоне Y накапливались преимущественно терригенные слои, содержащие растительный детрит и ходы илоедов: линзовидно-полосчатые чередования песчаников и алевролитов глинистых с увеличением (tYB-I) или уменьшением (tYB-II) количества песчаных слоев к кровле, или имеющие небольшую мощность и «зажатые» между песчаными слоями (tYB-III); песчаники с косой разнонаправленной слоистостью с увеличением (tYC-I) и уменьшением (tYC-IV) размера зерен к кровле, или с максимальным размером частиц в середине слоя с косой слоистостью (tYC-III) или биотурбированные (tYC-II). Карбонатные отложения подвижного мелководья представлены рудстоунами детритовыми (сYC).

Генетическая интерпретация установленных типов слоев с использованием основного фациального закона Вальтера (Walter, 1894), который гласит, что обстановки накопления согласно залегающих друг на друге осадочных пород граничили на площади, позволила составить кривую колебания уровня моря и установить 7 циклотем (рис. 1).

Первая мощностью 14 м образует нижнюю часть ардатовского горизонта. В ее трансгрессивной части песчаники пляжа (tYC-IV) перекрыты лоскутными песками (tYB-II). В регрессивной части на лоскутных песках (tYB-I) залегают отложения подводных песчаных валов (tYC-III), разделенные межваловыми депрессиями (tYB-III).

Вторая циклотема мощностью 48 м накапливалась с конца ардатовского по пашийское время. В течение трансгрессии последовательно сменялись обстановки накопления подвод-

ных песчаных валов (tYC-III и tYB-III), лоскутных песков (tYB-II), глубоководных илов (tXA). Регрессивную последовательность образуют накопления подводных песчаных валов (tYC-III), которые сменяют осадки дельты (tYC-I) и дельтовой протоки (tYC-IV).

Третья циклотема мощностью 30 м формировалась с конца пашийского по начало семилукского времени в течение интенсивного регионального подъема уровня моря. Снизу вверх здесь представлены отложения подводных песчаных валов (tYC-III), дистальных темпеститов (сXC и сXB-II) и глубоководных силикатных илов (tXA).

Четвертая (21 м) и пятая (32 м) циклотемы семилукского и бургского горизонтов накапливались исключительно в глубоководной низкодинамичной зоне X. В них трансгрессивный максимум маркируют карбонатные илы – вакстоуны глинистые, обогащенные органическим веществом (сXA).

Шестая циклотема мощностью 15 м формировались с конца семилукского по начало воронежского времени преимущественно в поясе дистальных темпеститов (сXB-II и сXB-I). На максимуме регрессии накапливались детритовые валы подвижного мелководья (сYC).

Седьмую циклотему воронежского горизонта видимой мощностью 14 м образуют глинисто-карбонатные илы малоподвижного мелководья (сXA).

Результаты выполненного исследования могут быть полезны для корреляции разрезов живетского и франского ярусов девона Южно-Татарского свода по трансгрессивно-регрессивным циклам колебания уровня моря, и имеют значение для уточнения эволюции палеогеографической ситуации этих веков, и прогнозе перспектив нефтегазоносности.

Список литературы

- Сунгатуллин Р.Х., Буров Б.В., Сунгатуллина Г.М. Геология Республики Татарстан. Учебно-методическое пособие. – Казань: Казанский гос. университет, 2007. – 74 с.
- Шишлов С.Б. Структурно-генетический анализ осадочных формаций СПб.: С.-Петербург. горн. ин-т; ЛЕМА. 2010. – 275 с.
- Flügel E. Microfacies Analysis of Limestones. Analysis, Interpretation, and Application. – Berlin: Springer, 2010. – 984 p.
- Irwin M.L. General theory of epeiric clear water sedimentation // Bull. Amer. Ass. petrol. Geol. 1965. N 49. P. 445–459.
- Selley R.C. Ancient Sedimentary Environments and Their Sub-Surface Diagnosis. – London: Chapman and Hall, 1985. – 300 p.
- Walter J. Einleitung in die Geologie als Historische Wissenschaft // Lithogenesis der Gegenwart. – Jena: G. Fischer, 1894. – Bd. 3. – P. 535-1055.

Wilson J.L. Carbonate Facies in Geologic History. Berlin, Heidelberg, New York: Springer-Verlag, 1975.

**ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТА БАСЕЙНА РУЧЬЯ КУКУЛЬКИНДЖА
(ОХОТСКИЙ РАЙОН ХАБАРОВСКОГО КРАЯ)
ШЛИХОГЕОХИМИЧЕСКИЕ АССОЦИАЦИИ ЗОЛОТА БАСЕЙНА РУЧЬЯ КУКУЛЬКИНДЖА
(ОХОТСКИЙ РАЙОН ХАБАРОВСКОГО КРАЯ)**

Нефедова А.Я.*, Котова И.К., Павлова М.А., Смирнов Д.И., Гуськов Д.А., Петров С.В.
Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург,
199034, Россия, *st051936@student.spbu.ru

Район исследования включает в себя бассейн ручья Кукулькинджа – притока реки Ульбея, берущей начало в хребте Сунтар-Хаята и впадающей в Охотское море (Братухин, Юдина, 1958). С точки зрения тектоники район относится к Охотско-Чукотскому вулcano-плутоническому поясу, конкретно – к Охотскому массиву (ВСЕГЕИ, 2013). В административном плане речь идет о территории Охотского района Хабаровского края. Множество работ посвящено золотоносным участкам Хабаровского края. Однако не все аспекты освещены на сегодняшний день в полной мере. Актуальным остается определение коренного источника россыпей золота исследуемого участка. Целью данной работы является выявление устойчивых ассоциаций золота бассейна руч. Кукулькинджа, путём анализа минералогических и шлихогеохимических особенностей шлиховых проб из аллювиальных отложений, и определение потенциальных коренных источников золота.

В данном исследовании задействовано 164 малообъемные (0.007-0.6) шлиховые пробы. Минеральный состав 60 шлихов был определен под бинокляром МБС-10. Для получения элементного состава всех отобранных проб анализировался неистертый серый шлих с помощью портативного рентгенофлуоресцентного спектрометра Olympus Innov X Delta. Из полученной таблицы результатов для статистической обработки было выбрано 14 химических элементов, содержания которых превышают аналитический порог определения (Mg, Al, Si, P, K, Ca, Ti, Cr, Mn, Fe, Zn, Zr, Sn, Pb, Bi), а также содержание золота в каждой пробе. Данные по содержанию золота получены с помощью визуального подсчета золотинок в отдельной пробе. Полученные результаты обработаны в программе Statistica 10 методом главных компонент факторного анализа.

Все рассматриваемые водотоки осуществляют снос обломочного материала с площади развития следующих комплексов: позднемеловые субщелочные граниты ($\chi\gamma K_2$), слагающие единый крупный массив (Братухин, 1958) на севере участка; верхнедевонские вулканоген-

ные и терригенные породы с прослоями известняков D_3fm и D_3fr в северо-восточной части участка; позднемеловые гранодиорит-порфиры $\gamma\delta\pi K_2$ и среднекарбовые-нижнепермские терригенные породы ($C_2 - P_1gd, P_1kh$) в центральной и западной частях участка (рис. 1).

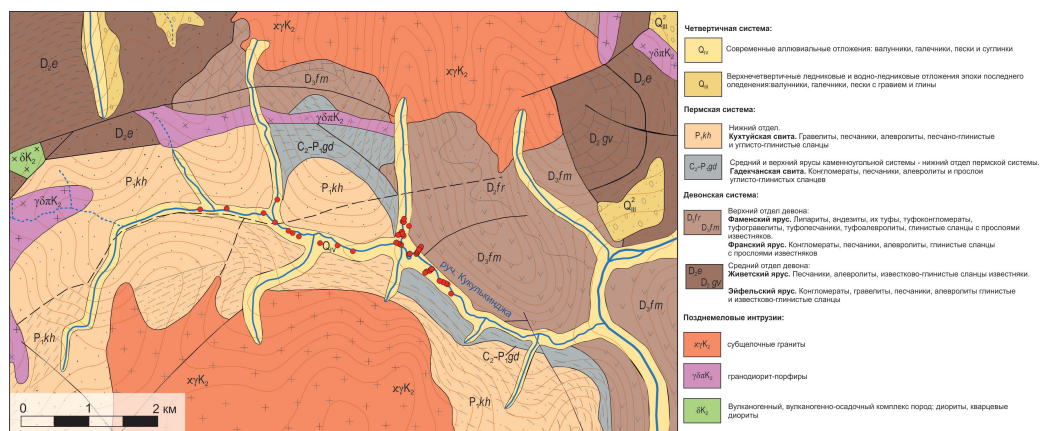


Рисунок 1. Геологическая схема района с точками отбора шлиховых проб (по материалам Воробьева, 1992 и Замбрыжского и др., 1992).

В субщелочных гранитах широко развиты гидротермально-метасоматические преобразования. Проявлены процессы березитизации, грейзенизации, распространены кварцевые жилы и прожилки. В зонах контакта интрузий с карбонатными прослоями вмещающих пород сосредоточены скарны и скарнированные породы (Воробьев, 1992). Именно со скарнами связывают проявления золота (Братухин, Юдина, 1958).

Тяжелая фракция шлихов представлена (в порядке убывания содержания): магнетитом, ильменитом, гематитом, минералами группы гранатов, амфиболами, цирконом, пироксенами, алланитом, эпидотом, монацитом, титанитом, рутилом, торитом, пиритом. Встречается шеелит, киноварь. Единично обнаружены халькопирит, малахит, вульфенит, кимрит, ксенотим. В составе легкой фракции – преимущественно плагиоклаз и кварц. Источник сноса перечисленных выше минералов тяжелой фракции связан, очевидно, с субщелочными гранитами: магнетит, ильменит, минералы группы гранатов (альмандин, альмандин-спессартин, спессартин), циркон, алланит, монацит, титанит, титаномagnetит, рутил, пирит – аксессуарные минералы субщелочных гранитов; гранатыgrossуляр-андрадитового состава и клинопироксены – породообразующие минералы скарнов.

По результатам факторного анализа проинтерпретированы шлихогеохимические ассоциации, выделенные в структуре I-го, II-го и IV-го факторов (рис. 2).

По первому фактору выявляется ассоциация химических элементов, отражающих состав тяжелой фракции в целом. В первую очередь это аксессуарные минералы субщелочных гранитов (магнетит, ильменит, гранаты, монацит и др.). Отрицательные значения фактора характерны для проб с большей долей легкой фракции. Таким образом, фактор I обусловлен

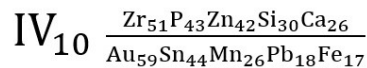
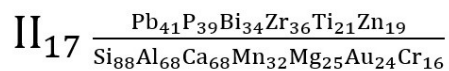
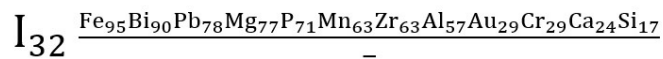


Рисунок 2. Структуры I, II, IV факторов. Цифра в основании номера фактора – вес фактора, над чертой – элементы с положительными значимыми нагрузками на фактор, под чертой – с отрицательными. В основании символа элемента – значение факторной нагрузки, умноженное на 100.

соотношением лёгкой и тяжёлой фракций в шлихах. Наличие проб с большей или меньшей долей лёгкой фракции объясняется качеством промывки шлихов.

Вторым фактором выделяются два независимых источника сноса. Положительные факторные нагрузки имеют элементы, отвечающие минералам субщелочных гранитов (монацит, циркон и др.). Отрицательные факторные нагрузки имеют элементы скарновых минералов (гранатыgrossулар-андрадитового ряда, эпидот). Субщелочные граниты являются постоянным устойчивым источником сноса, прослой скарнов – периодический источник сноса. Обратимся к рисунку 3. Диаграмма демонстрирует обратную зависимость между отрицательными значениями II (скарновый снос) и значениями I факторов. Локальные скарновые тела в разрезе девонских толщ обеспечивают нерегулярный (периодический) снос скарновых минералов. При появлении такого второго источника сноса уменьшается доля акцессорных минералов гранитов в шлихах. При этом количество поступающего золота увеличивается при возрастании именно скарнового сноса. А если обратиться к распределению шлиховых проб с наибольшим количеством знаков золота по ручью, они отобраны из аллювия притоков, дренирующих контакты интрузий позднего мела с прослоями известняков девона.

Четвёртый фактор соответствует локальным высоким содержаниям золота в пробах. Вероятно, это фактор гидродинамических ловушек тяжёлых минералов (в них попадают наиболее крупные золотины в том числе – до 3.7 мм при минимальном размере 320 мкм). Пробность золота при этом варьируется в пределах 500–774‰. Для некоторых золотин характерно наличие тончайших кайм, пробность которых достигает 882‰. Металл средней пробы (Петровская, 1973) указывает на преобладание скарнового золота над более высокопробным жильным.

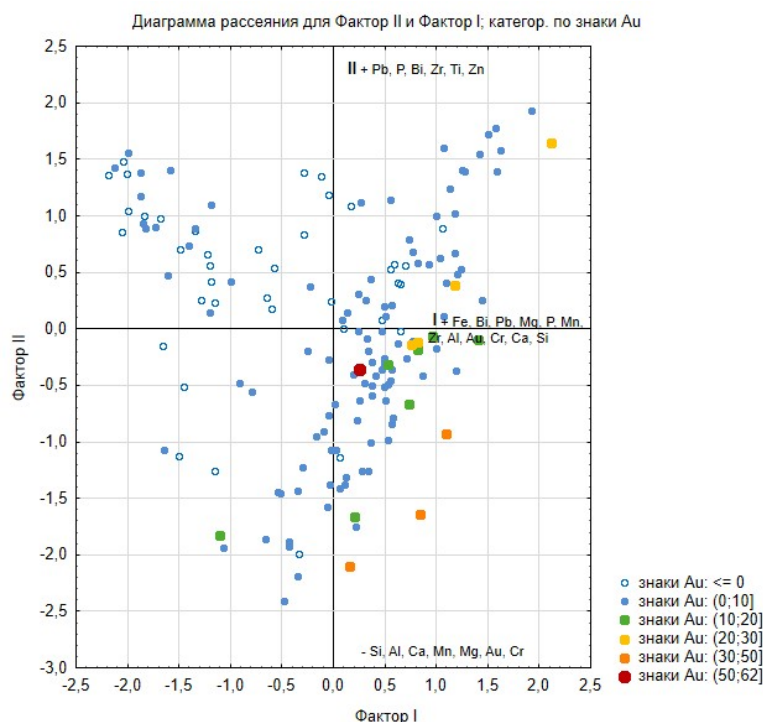


Рисунок 3. Диаграмма значений I и II факторов (в каждой пробе отображено содержание самородного золота).

Самородное золото входит в состав двух устойчивых шлихогеохимических ассоциаций: первая обусловлена акцессорными минералами субщелочных гранитов, вторая – минералами скарнов. Из скарновых минералов в шлихах определеныgrossуляр, андрадит, эпидот, пироксены диопсид и геденбергит. Таким образом, можно предполагать наличие двух разных коренных источников золота. А именно: зоны гидротермально-метасоматических преобразований (березитизация, кварцевые жилы) в гранитах и скарны. При этом положение проб с высоким содержанием золота в поле скарновой ассоциации (рис. 3, поле отрицательных значений второго фактора) и полученные данные о пробности золота демонстрируют преимущественно скарновый источник.

Список литературы

- Братухин Ю.Г., Юдина В.Н. Отчет о работе Сибеганской детальной геолого-поисковой партии масштаба 1:50 000 за 1958 г в 2-х томах. Том №1.
- Воробьев А.И. Отчет о результатах поисковых и разведочных работ на россыпное золото в междуречье среднего течения рек Ульбея-Кухтуй в 1990. – Охотск, 1992.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Верхояно-Колымская. Лист Р-54 – Оймякон. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2013. 409 с.

Замбрицкий А.И., Двоенко В.И., Хофертс Ю.Р. Отчет о результатах геологоразведочных работ на россыпное золото Охотской геологоразведочной экспедиции за 1991 г., 1992.

Петровская Н.В. Самородное золото. Общая характеристика, типоморфизм, вопросы генезиса. М.: ИГЕМ РАН, 1973. 345 с.

О ПОДЧИНЕННОЙ РОЛИ БАЗАЛЬТОВ В СТРОЕНИИ ФУНДАМЕНТА ХРЕБТА ГАККЕЛЯ

Овсянникова Е.С.^{1,2*}, Пискарев А.Л.^{1,2}, Савин В.А.^{1,2}.

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st088048@student.spbu.ru

²ФГБУ «ВНИИОкеангеология», Английский пр., 1, Санкт-Петербург, 190121, Россия

В соответствии с доминирующей концепцией Евразийский бассейн возник вследствие давления Гренландии на хребет Ломоносова и постепенного отодвигания (спрединга) последнего от Баренцево-Карской окраины (Gaina et al., 2015). Хребет Гаккеля разделяет Евразийский бассейн на две глубоководные впадины Нансена и Амундсена и, в свою очередь, является объектом сверхмедленного спрединга – современная его скорость, колеблется, по одним оценкам, от 12.8 мм/год вблизи Гренландии до 6.5 мм/год вблизи сибирской континентальной окраины (Cochran, 2008), по другим - составляет 4-6 мм/год, уменьшаясь по направлению к востоку, а в раннем миоцене снижалась до 3-5 мм/год (Каминский, 2017; Piskarev et al., 2019).

Особенности строения данного хребта и являются целью исследования, поскольку большинство хребтов имеют фундамент, сложенный преимущественно океаническими базальтами. Однако, в случае хребта Гаккеля, значения рассчитанной намагниченности магнитоактивного слоя земной коры показывают, что этот слой лишь частично сложен океаническими базальтами, но преимущественно - породами глубинного происхождения, габбро и перидотитами, выведенными на поверхность в процессе сопутствующего спредингу детачмента.

На первом этапе проведен сбор данных о магнитных свойствах базальтов океанического дна. Впервые представительные данные об этих параметрах появились с развитием работ по проекту глубоководного бурения (Deep Sea Drilling Project, DSDP) (Пискарев, 1991). Установленные данные, а также значения намагниченности, характерные для других магматических пород дна океана, сведены в таблицу 1.

Затем, произведены предварительные расчеты намагниченности пород фундамента и модельные построения с использованием результатов, полученных в экспедициях 2019 и 2020 гг. Расчеты выполнялись по 16 профилям, пересекающим хребет Гаккеля по всей его

Таблица 1. Намагниченность пород кристаллической части земной коры и пород верхней мантии океанов, данные глубоководного бурения.

№ пп	Порода	Средняя величина намагниченности (А/м)	Номера магнитных аномалий	Возраст (Эпоха)
1	Базальт, 0-0.8 млн лет	7.6	1	Плейстоцен (Брюнес)
2	Базальт, 0.8-2.5 млн лет	6.7	1-2	Плейстоцен (Матуяма)
3	Базальт, 2.5-5.0 млн лет	4.9	2А-3	Плиоцен (Гаусс-Гилберт)
4	Базальт, 5-10 млн лет	3.2	3-4А	Поздний миоцен (Гилберт)
5	Базальт, 10-23 млн лет	2.3	5-6С	Миоцен
6	Базальт, 23-34 млн лет	3.1	6С-13	Оligоцен
7	Базальт, 34-42 млн лет	4.0	13-19	Поздний Эоцен
8	Долериты (слой 2Б)	1.0		
9	Габбро (слой 3)	0.5		
10	Перидотиты (мантия)	1.2		

протяженности, за исключением юго-восточного сегмента, расположенного к югу от кальдеры.

Особый интерес представляет профиль 2020-15 (рис 1), на котором намагниченность, безусловно свидетельствующая о том, что верхняя кора представлена базальтами, отмечается только в центральной зоне рифтовой долины. Величина намагниченности на всем остальном профиле колеблется, за исключением еще двух небольших участков, в пределах 0.5-1.5 А/м, свидетельствуя о подчиненном развитии здесь типичных океанических базальтов слоя 2А. Обратить внимание также стоит и на 40-километровую зону обратной намагниченности на участке от -184 до -224. На этом отрезке профиля уверенно наблюдается обратная зависимость величины магнитных аномалий от рельефа, как это и должно быть при сравнительно однородной отрицательной намагниченности пород, образующих рельеф дна. Тонкие пунктирные линии на рисунке 1 показывают, что каждому поднятию рельефа на этом отрезке профиля соответствует минимум, а впадине – минимум магнитной аномалии. Коэффициент корреляции расчетных и измеренных магнитных аномалий на этом участке составляет 0.8, что исключает вероятность случайного совпадения.

По результатам расчетов намагниченности были сделаны предварительные выводы, к примеру о том, что расчетная намагниченность в осевой сейсмоактивной зоне хребта Гаккеля, ширина которой около 10 км, а вероятный возраст фундамента не превышает 780 тыс лет, составляет 7 А/м, то есть очень близка к Мировым данным по намагниченности базальтов, излившихся на дно океана в эпоху Брюнеса. Так же отмечено, что намагниченность пород фундамента вдоль большей части изученного профиля составляет не более 1-1.5 А/м, что

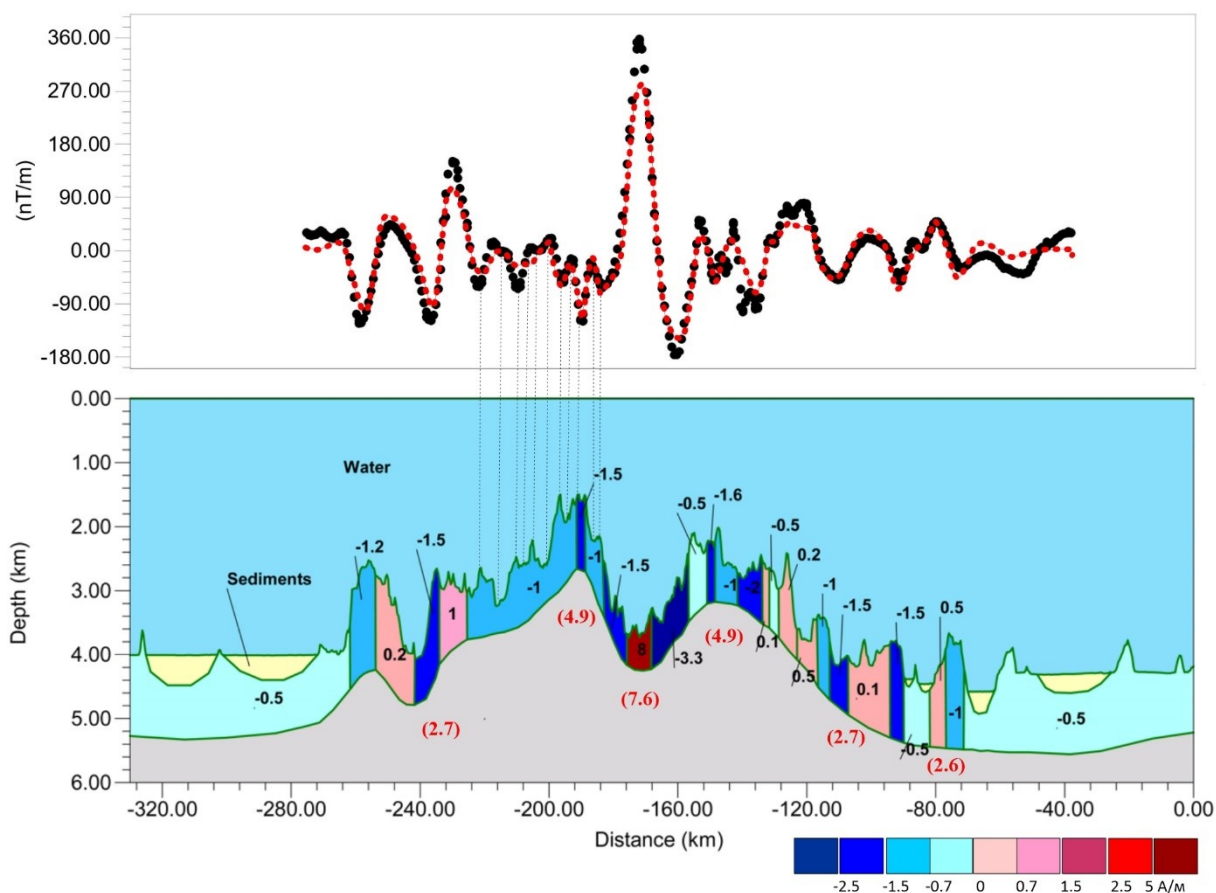


Рисунок 1. Расчет намагниченности (А/м) магнитоактивного слоя вдоль профиля 2020-15 в западной части хребта Гаккеля. Черные точки – наблюдаемые значения, красные – расчетные значения намагниченности. Красные цифры в скобках: средние значения намагниченности базальтов слоя 2А океанической земной коры для аномалии 1 (0-780 тыс лет) – 7.6 А/м, для аномалии 2А (3.5 млн лет) – 4.9 А/м, для аномалии 5 (11 млн лет) – 2.7 А/м, и для аномалии 6 (20 млн лет) – 2.6 А/м.

характерно для долеритов, габбро слоев 2Б и 3 океанической земной коры, или для ультра-основных пород мантии, но никак не для базальтового слоя 2А. Эти данные подтверждают результаты анализа драгированных в западной части хребта Гаккеля пород, которые показали, что базальты составляют менее половины из образцов поднятых кристаллических пород (Jokat, Schmidt-Aursch, 2007; Snow, Edmonds, 2007; Sohn et al., 2008).

Составление промежуточной карты в пределах хребта Гаккеля с интерполяцией намагниченности по 16 профилям позволило произвести на батиметрической карте оконтуривание площадей, на которых преимущественное развитие в породах фундамента имеют базальты (рис. 2).

В качестве критерия при выделении площадей, на которых, очевидно, преимущественно в породах фундамента развиты базальты, взята вычисленная на этих площадях величина эффективной намагниченности, большая, чем 1.5 А/м. Из данных, приведенных в таблице 1, следует, что величина намагниченности габбро и перидотитов, слагающих в океанах слой 3 земной коры и верхнюю мантию, обычно не превышает 1.2 А/м, в то время как средняя

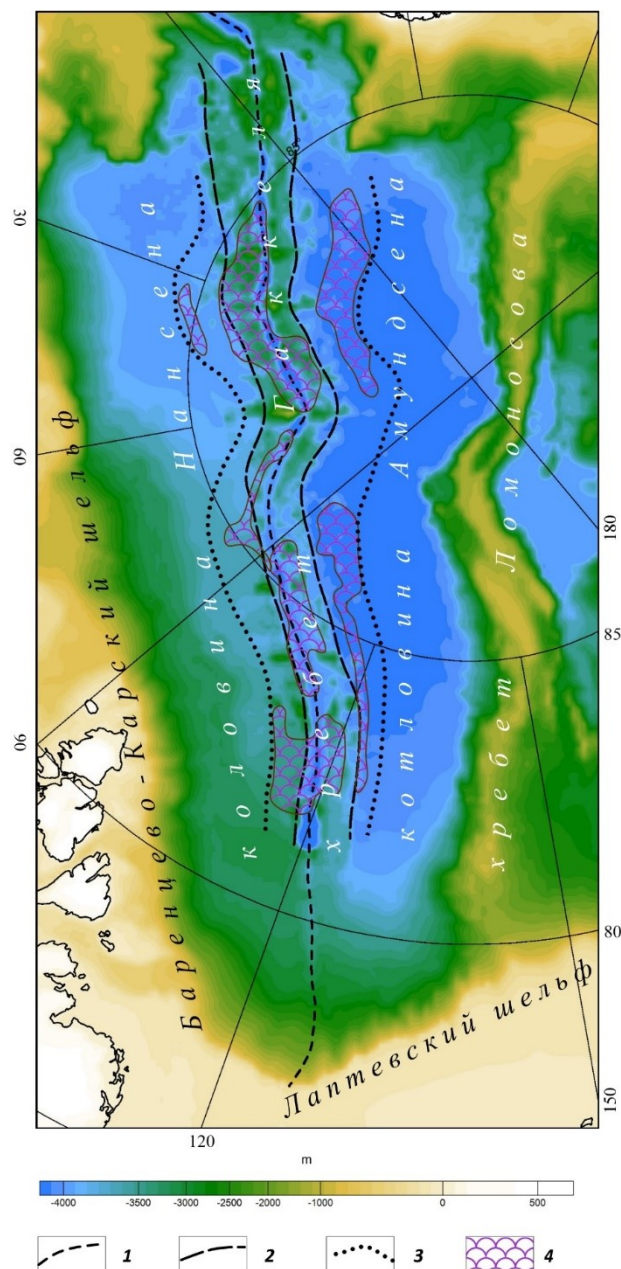


Рисунок 2. Батиметрическая карта Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана. 1 – рифтовая долина хребта Гаккеля, маркирующая сейсмоактивную зону границы плит; 2 – границы хребта Гаккеля, выраженные как в рельефе морского дна, так и в рельефе кристаллического фундамента; 3 – область выполненного анализа величины намагниченности пород – источников магнитных аномалий; 4 – площади, в пределах которых величина намагниченности пород фундамента составляет более 1.5 А/м, что свидетельствует о широком развитии в их пределах базальтов.

намагниченность океанических базальтов не должна опускаться ниже 2 А/м. Таким образом, можно принять, что если намагниченность океанического фундамента составляет величину более 1.5 А/м, это является свидетельством того, что не менее 50% пород фундамента на данной площади представлено базальтами. И наоборот: если намагниченность составляет менее 1.5 А/м, это является свидетельством широкого развития в фундаменте габбро и перидотитов.

Произведенные исследования позволяют сделать вывод, что базальты в составе океанического фундамента развиты преимущественно на отрезках хребта Гаккеля, характеризующихся прямолинейным положением рифтовой долины (и хребта). Там, где рифтовая долина и хребет меняют простирание (между 60° и 90° в.д., в районе 110°), фундамент представлен, по преимуществу, габбро и перидотитами.

Список литературы

- Глебовский В.Ю., Каминский В.Д., Минаков А.Н., Меркурьев С.А., Чилдерс В.А., Брозина Д.М. История формирования Евразийского бассейна Северного Ледовитого океана по результатам геосторического анализа аномального магнитного поля // Геотектоника. 2006. Вып. 4. С. 21-42.
- Каминский В.Д. Арктический бассейн (геология и морфология) // СПб.: ВНИИОкеангеология, 2017. 291 с.
- Пискарев А.Л., Астафурова Е.Г., Беляев И.В., Жемчужников Е.Г., Подгорных Л.В. Долговременные вариации намагниченности и плотности океанической земной коры // Докл. РАН, 1998. Т. 360. № 2. С. 257-262.
- Пискарев А.Л. Физические свойства базальтовой толщи // В кн.: Глубинная морская геофизика (развитие методов истолкования). Л. Недра. 1991. С. 175-188.
- Cochran J.R. Seamount volcanism along the Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. 2008. Vol. 174. P. 1153–1173.
- Gaina C., Nikishin A.M., Petrov E.I. Ultraslow spreading, ridge relocation and compressional events in the East Arctic region: a link to the Eureka orogeny? // Arktos. 2015. Vol. 1 №1. P. 11
- Jokat W., Schmidt-Aursch M.C. Geophysical characteristics of the ultraslow spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Geophys. J. Int. 2007. Vol.168. P. 983–998.
- Snow J.E., Edmonds H.N. Ultraslow-spreading ridges. Rapid paradigm changes // Oceanography. 2007. Vol. 20. № 1. P. 90–101.
- Sohn R.A., Willis C., Humphris S., Shank T.M., Singh H., Edmonds H.N., Kunz C., Hedman U., Helmke E., Jakuba M., Liljebladh B., Linder J., Murphy C., Nakamura K., Sato T., Schlindwein V., Stranne C., Tausenfreund M., Upchurch L., Winsor P., Jakobsson M., Soule A. Explosive volcanism on the ultraslow-spreading Gakkel Ridge, Arctic Ocean // Nature. 2008. Vol. 453. P. 1236–1238.
- Piskarev A., Poselov V., Kaminsky V. Geologic structures of the Arctic Basin // Springer Nature. 2019. 375 p.

УПРУГОЕ ПОВЕДЕНИЕ МОНОФРАКЦИОННЫХ ПЕСЧАНЫХ ГРУНТОВ РАЗНОГО СОСТАВА ПРИ НЕВОЗМОЖНОСТИ БОКОВОГО РАСШИРЕНИЯ

Орлов Е.А. *, Мирный А.Ю., Ермолинский А.Б.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва,
119991, Россия, *eorlov.jr@gmail.com

Песчаные грунты широко распространены, повсеместно используются в качестве естественных и искусственных оснований, в качестве материала для грунтовых сооружений. Грунты оснований сооружений работают в упругом диапазоне деформирования (но им не ограничиваются) как во время строительства, так и во время эксплуатации, что требует более глубокого изучения поведения материала в этом диапазоне, в частности проявления нелинейной упругости при снятии нагрузки. Упругое поведение песков при разгрузке обусловлено не столько упругой работой материала твердой фазы, сколько перекомпоновкой частиц скелета. В настоящее время модель нелинейной упругости носит феноменологический характер. Исследования нелинейно-упругого поведения песчаных грунтов позволят не только глубже понять природу упругого деформирования, но и описать нелинейную упругость несвязных грунтов с помощью новой математической модели поведения, которая призвана выйти за рамки существующих подходов путем рассмотрения структуры песчаного грунта, минерального состава, НДС минерального скелета и условий нагружения.

Для вычленения влияния минерального состава из множества факторов и его изучения были выбраны три разновидности песчаного грунта различного минерального состава крупной фракции: гематитовый, микроклиновый, кальцитовый (рис. 1). Крупная фракция (0.5-1 мм) отделялась ситовым методом.



Рисунок 1. Фотографии под микроскопом (слева направо: гематитовый, микроклиновый, кальцитовый. Ширина поля зрения 9 мм).

С целью оценки минерального состава песков проводился рентгенодифракционный количественный анализ (табл. 1).

Трехмерные реконструкции песчаных грунтов представлены на рисунке 2. Все исследованные пески неокатанные (Трофимов и др., 2021), при этом гематитовые зерна имеют

Таблица 1. Минеральный состав.

№	Образец	Кварц	Плагиоклазы (альбит)	КПШ (микроклин)	Магнетит	Кальцит
1	Гематитовый	49.6	-	-	7.50	-
2	Микроклиновый	8.10	13.60	78.3	-	-
3	Кальцитовый	-	-	-	-	100

сложный микрорельеф. Микроклиновый и кальцитовый песок в отличие от гематита имеют грани характерные плоскостям спайности микроклина и кальцита, для этих песков характерно присутствие некоторого количества зерен уплощенной и игольчатой формы.

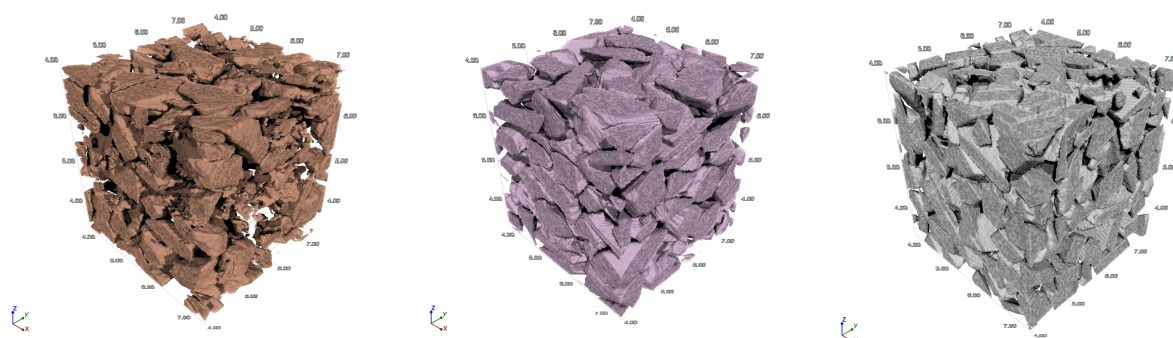


Рисунок 2. Трехмерные реконструкции исследованных песков (слева направо пески: гематитовый, микроклиновый, кальцитовый).

Определялась плотность твердой фазы, плотность скелета грунта в плотном сложении, рассчитывались пористость и коэффициент пористости (табл. 2). Так как в исследовании использовалась одна фракция, то в плотном сложении пористость всех песков близка.

Таблица 2. Физические свойства.

Физические свойства	Гематитовый	Микроклиновый	Кальцитовый
ρ_s , г/см ³	4.24	2.60	2.71
ρ_d , г/см ³	2.27	1.47	1.58
e	0.868	0.769	0.715
n, %	46	43	42

Для оценки влияния минерального состава на упругость при снятии нагрузки проводились компрессионные исследования с постоянной скоростью деформирования (0.01 мм/мин) как на стадии нагружения, так и на стадии разгрузки, с двумя циклами разгрузки на 1000 кПа, критерий завершения испытания - достижение напряжения в 1100 кПа (рис. 3).

Для описания упругого восстановления деформации при снятии нагрузки требуется оперировать показателями физических свойств грунта в момент начала разгрузки, а не в момент начала испытания, так как в процессе первичного нагружения меняется плотность скелета, пористость грунта. При нагружении возможно дробление частиц, что приведет к изменению

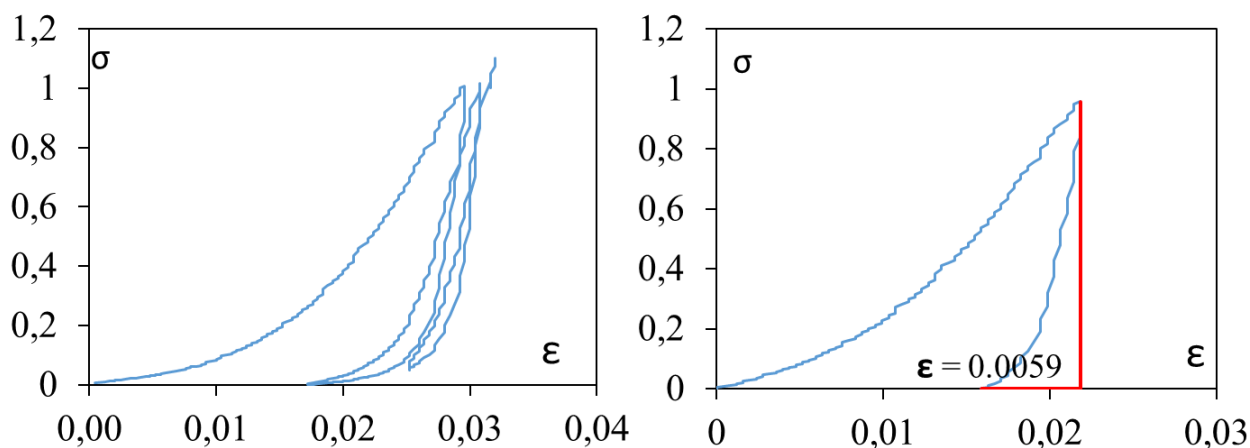


Рисунок 3. Зависимость напряжения σ от относительной деформации ϵ для гематитового песка (слева - полный график, справа - пример обработки).

гранулометрического состава, и таким образом, свойства в точке начала разгрузки могут соответствовать уже «другому» грунту. Так плотность скелета изменилась на 2.1%, 2.3% и 3.6%, пористость увеличилась на 1.2%, 1.3% и 2.1% для гематитового, микроклинового и кальцитового песков соответственно. После испытания контролировался гранулометрический состав ситовым методом. Для гематитового песка в среднем характерно появление 0.6% частиц диаметром меньше 0.5 мм, для микроклинового 0.8%, для кальцитового 3.6%. Дробление частиц при сравнительно небольшой нагрузке в ходе опыта объясняется неокатанностью, угловатостью частиц, что приводит к появлению концентраторов напряжений на контактах и как следствие, сглаживанию поверхности частиц. Зерна кальцита, которые характеризуются высокой прочностью, вероятно, дробятся по спайности.

За показатель упругого поведения при снятии нагрузки выбрана относительная деформация упругого восстановления (рис. 3). Для первого и второго цикла разгрузки средние относительные деформации упругого восстановления представлены в таблице 3.

Таблица 3. Средние относительные деформации упругого восстановления.

Песок	Первый цикл, ϵ	Второй цикл, ϵ
Гематитовый	0.0057	0.0056
Микроклиновый	0.0069	0.0066
Кальцитовый	0.0050	0.0049

Проявление упругой деформации больше для микроклинового песка, затем идет гематитовый, наименьшее проявление у кальцитового. В случае если упругая деформация в экспериментах зависела бы только от упругих модулей деформации материала частиц, то мы бы видели ряд: микроклиновый песок – кальцитовый песок – гематитовый песок (Петрофизика: Справочник, 1992). Однако упругая деформация для гематитового песка с высоким содер-

жанием кварца больше, чем у кальцитового песка (однако близка), при достаточно высокой разнице в упругих модулях деформации минералов, входящих в состав. Такие значения у кальцитового песка могут быть объяснены его интенсивным дроблением, в результате которого часть упругой энергии целого зерна высвобождается.

Упругость образца грунта однозначно зависит от его минерального состава, но нельзя полностью исключить такие факторы как характер поверхности частиц, окатанность и форма частиц. Также скелет грунта, как система, которая способна перестраиваться, оказывает влияние на то, что мы называем упругим восстановлением, несмотря на реализацию трения на контактах частиц и формоизменения образца.

Список литературы

- Трофимов В.Т., Королёв В.А., Балыкова С.Д., Аверкина Т.И., Андреева Т.В., Фуникова В.В., Красилова Н.С., Ларионова Н.А., Николаева С.К., Васильчук Ю.К., Самарин Е.Н., Хрусталева Л.Н.* Песчаные грунты России: в 2 томах. Том 1 / под ред. В. Т. Трофимова. — М.: Издательство Московского университета, 2021. — 394 с.
- Петрофизика: Справочник. В трех книгах. Книга первая. Горные породы и полезные ископаемые / Под ред. Н.Б. Дортман. — М.: Недра, 1992. — 391 с.

ПРЕДПОСЫЛКИ ДАЛЬНЕЙШЕГО ОСВОЕНИЯ СТАРЕЙШЕГО КУДАКО-КИЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Паршукова К.Г.*, Пинчук Т.Н.

Кубанский государственный университет, ул. Ставропольская 149, Краснодар, 350040, Россия,

*parsukovakris@gmail.com

В период ознакомительно-нефтегазовой практики мы посетили первую скважину в России, в долине реки Кудак, близ станицы Киевской (Крымский район), пробуренная в 1864 году (рис. 1). Кудак-Киевское месторождение расположено в пределах южного борта Западно-Кубанского прогиба (ЗКП) нефтегазоносность связана с сарматскими, караганскими и чокракскими отложениями среднего миоцена и относится к Ахтырской глубинно-надвиговой зоне. Кудак-Киевская зона нефтегазонакопления является самой западной зоной в пределах южного борта ЗКП, ее образуют интенсивно дислоцированные миоценовые складки, с блоковым строением особенно в западной части площади. По территории месторождения постоянно наблюдаются выходы нефти и газа как на поверхности, так и из нарушенных стволов законсервированных скважин, что указывает на постоянный приток углеводородов

в коллекторы по тектоническим трещинам (рис. 1).



Рисунок 1. Обелиск первой нефтяной скважине России, выход горящего газа рядом со скважиной.

Рассмотрены возможности освоения законсервированных скважин в пределах Кудак-Киевского месторождения. В настоящее время добыча нефти проводится ОАО "Нефтебитум". (рис. 2). Добыча и притоки углеводородов указывают, что в коллекторах остается определенный объем нефти и в результате внутрипластовых движений флюида, «остаточная» нефть концентрируется у кровли пласта, образуя вторичные залежи, благодаря флюидодинамическому восполнению УВ-потенциала, за счет активной геодинамической деятельности в ЗКП. Что подтверждено длительной эксплуатацией с 19 века по настоящее время, несмотря на полное исчерпание оцененных ранее запасов.

Продуктивными на месторождении являются песчано-алевролитовые и карбонатно-терригенные породы чокрак-карагана и сармата, залегающие на глубинах от 200 до 1100 м. Залежи в основном сводовые, реже литологического типа. Целью моего исследования являлось изучение коллекторов сарматских, караганских и чокракских отложений по петрографическим шлифам. Материалом для исследования послужили петрографические шлифы в количестве 52 шт и 44 аншлифа из 18 скважин Кудак-Киевского месторождения. Чокракские отложения представлены карбонатными породами: оолитовыми, пелитоморфными, органо-генными и доломитизированными известняками, с кавернами выщелачивания. Включения

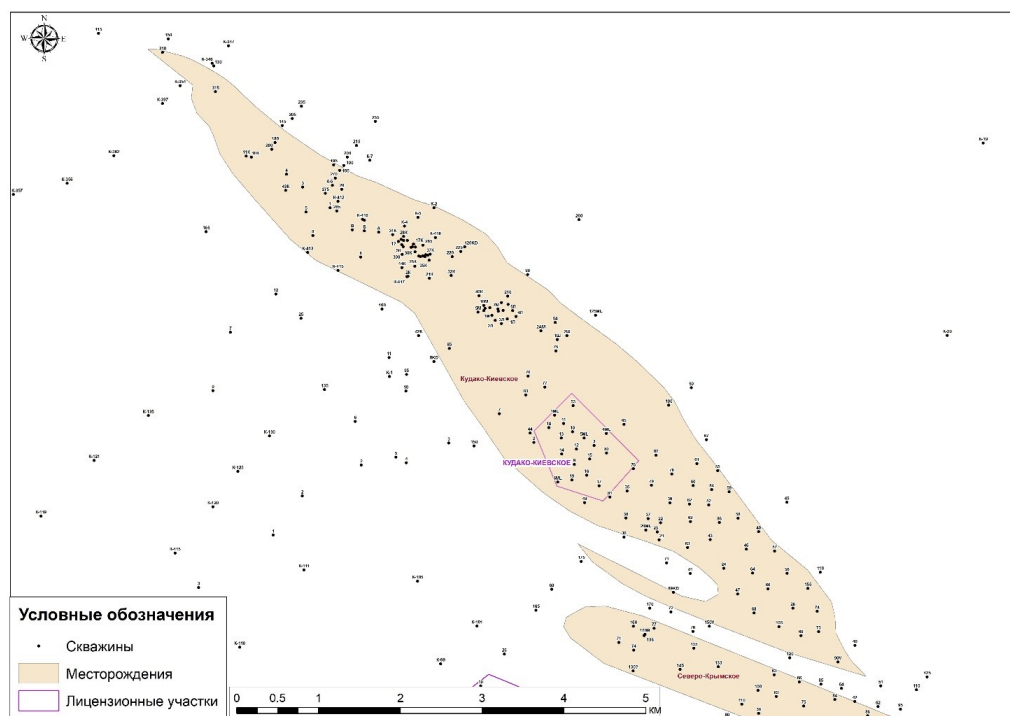


Рисунок 2. Кудако-Киевская площадь, в центре выделен лицензионный участок добычи нефти в настоящее время (из отчета Роснефть).

в породах представлены мелкими зернами кварца и полевых шпатов, зернами глауконита, листиками биотита и мусковита, обугленным растительным детритом, срезами раковин моллюсков, в основном спириалисов, остракод, фораминифер и колоний мшанок. Встречены примазки битума по трещинам и кавернам.

Отложения карагана представлены глинисто-карбонатными породами с прослоями известняков. Включения представлены зернами кварца, плагиоклаза, глауконита, листиками биотита, рассеянным обугленным растительным детритом, срезами раковин спинодонтел, остракод, фораминифер.

Отложения сармата представлены оолитовыми и органогенно обломочными известняками, с включением зерен кварца, полевого шпата, кальцита, листиков биотита с примазками битума по трещинам и полостям.

Разрез продуктивных горизонтов отличается большой сложностью благодаря разнообразию карбонатно-глинистых пород и тонкому их переслаиванию. Не менее сложно также строение коллекторов, состоящих как из обломочных, так и из карбонатных образований, различных по емкостным и фильтрационным свойствам. На основании петрографического исследования скважин и сопоставления их с результатами макро- и микроскопического изучения пород, ранее проведенного Р.Г. Дмитриевой (Бурштар и др., 1966), получены данные о фильтрационно-емкостных свойствах различных по литологии пород. По общности

петрографических характеристик коллекторы объединены в три группы (рис. 3):

I - карбонатные плотные трещинные и смешанные коллекторы;

II - песчано-алевритовые и гранулярные коллекторы;

III - органогенно-обломочные гранулярные коллекторы.

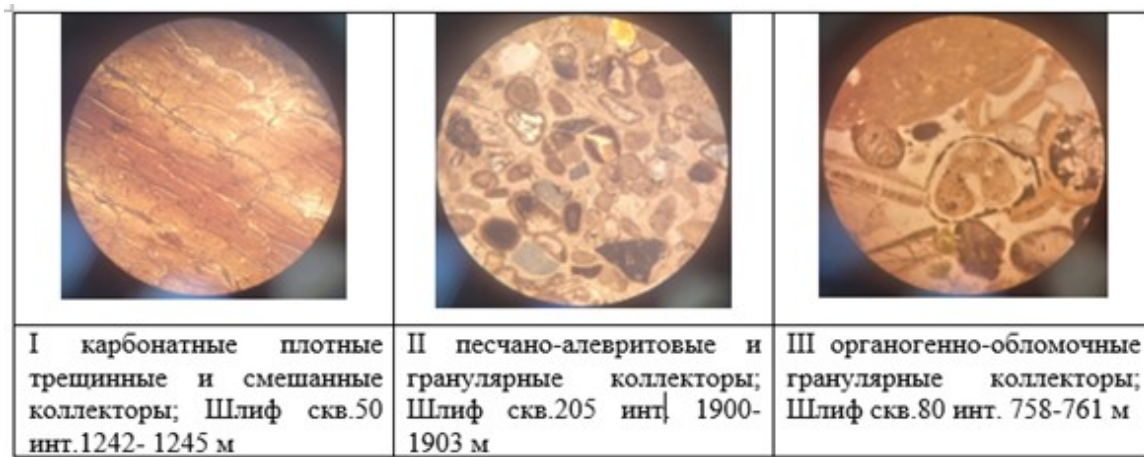


Рисунок 3. Шлифы карбонатных коллекторов Кудак-Киевского месторождения.

Пористость карбонатных коллекторов трещинно-кавернозного и порового-гранулярного типа определенных по шлифам изменяется в пределах 5.6-16.4%.

На основе петрографического анализа, выяснено, что в северо-западной части Кудак-Киевского месторождения коллекторы имеют лучшие фильтрационно-емкостные свойства и содержат продолжающийся приток углеводородов в скважины в интервале сарматских и караган-чокракских отложений.

Предпосылки нефтегазоносности Кудак-Киевской зоны продолжающегося нефтегазо-накопления обоснованы еще, разрабатываемыми здесь Крымским, Северо-Крымским месторождениями. Реанимация скважин и восстановление добычи на «старых» месторождениях, в том числе на северо-западном участке Кудак-Киевского, целесообразно и может быть рекомендованы недропользователям.

Список литературы

- Бурштар М.С., Бизнигаев А.Д., Гасангусейнов Г.Г., Знаменский В.А., Коротков С.Т., Максимов С.П., Пустильников М.Р. Геология нефтяных и газовых месторождений Северного Кавказа. М., Недра, 1966, 424 с.
- Егоян В.Л. (Отв. исполнитель) Каталог стратиграфических разбивок разрезов скважин Краснодарского края. Отчет по этапу 9 темы 41/85-89. ВНИПИтермнефть, Краснодар. 169 с.
- Орел В.Е., Распопов Ю.В. Геология и нефтегазоносность Предкавказья. М. ГЕОС, 2001 г. 298 с.

АНАЛИЗ ОСОБЕННОСТЕЙ РАЗМЕЩЕНИЯ МЕСТОРОЖДЕНИЙ НЕФТИ И ГАЗА ЗАПАДНО-СИБИРСКОЙ ПРОВИНЦИИ

Паршукова К.Г.*, Панина О.В.

Кубанский государственный университет, ул. Ставропольская 149, Краснодар, 350040, Россия,

*parsukovakris@gmail.com

Западно-Сибирская провинция расположена в пределах Западно-Сибирской низменности, молодой Западно-Сибирской платформы. В центральных, западных и восточных районах мощность чехла составляет до 4 км. В основании платформенного чехла залегают юрские отложения. Меловая система составляет основную часть чехла. Коллекторами нефти и газа являются пески, песчаники и алевролиты, покрышками залежей служат глины. Резервуары пластового и массивного типов. Ловушки структурного типа. К настоящему времени на обширной площади провинции открыто более 600 месторождений.

В разрезе платформенного чехла выделяются четыре нефтегазоносных комплекса, изолированных друг от друга региональными глинистыми покрышками: ниже-среднеюрский, верхнеюрский, неокомский и апт-сеноманский. Основные запасы нефти сконцентрированы в нижнемеловых, газа – верхнемеловых отложениях (Лазарев, 2010).

В данной работе представлена сравнительная характеристика геолого-геофизических параметров основных нефтегазоносных комплексов Западно-Сибирской провинции на примере Самотлорского месторождения.

Юрский нефтегазоносный комплекс представлен отложениями юрской системы, несогласно залегающими на доюрском основании. Нижний и средний отделы сложены континентальными отложениями тюменской свиты, мощностью до 250 м. Верхний отдел представлен преимущественно морскими осадками. Васюганская свита литологически делится на две части. Нижняя - сложена аргиллитами до 30 м. Верхняя часть до 45 м, представлена преимущественно песчано-алевролитовыми породами, с которыми связана нефтеносность. Георгиевская свита представлена аргиллитами с прослоями известняков до 4 м. Баженовская свита, сложена битуминозными аргиллитами около 20 м (Стасова и др., 1998).

Неокомский нефтегазоносный комплекс включает отложения мегионской, вартовской и низы алтымской свит. Мегионская свита литологически делится на четыре части. Нижняя – сложена аргиллитами. Выше залегают преимущественно песчаные породы, в составе которых выделяются пласты БВ₈ - БВ₁₂. Промыленно-нефтеносными являются пласты БВ₈ и БВ₁₀. В пределах Самотлорского месторождения с мегионской свитой связаны отложения клиноформенного комплекса. Мощность свиты до 370 м. Вартовская свита подразделяется, на две подсвиты. В основании нижней отложения представлены переслаиванием серых

Таблица 1. Физические свойства горных пород юрского нефтегазоносного комплекса (Москаленко, 2022).

Порода	Диэлектрическая проницаемость, отн.ед.			Плотность			УЭС, Ом•м		
	max	min	среднее	max	min	среднее	max	min	среднее
Песчаник	5.4	4.0	4.7	2.4	2.0	2.2	-	-	-
Известняк	8.5	7.7	8.1	2.5	2.3	2.4	105	103	104
Доломит	10.0	9.6	9.8	2.4	2.2	2.3			
Нефт-ый песчаник	12	4	8	-	-	-	-	-	-
Водо-ый песчаник	30	10	20	-	-	-	-	-	-

песчаников, алевролитов и аргиллитов, слагающих пласты БВ₇ и БВ₆. Пласт БВ₇ нефтеносен. Разрез верхней части представлен чередованием разномерных песчаников, алевролитов и глинистых пород, в пластах БВ₀, БВ₁, БВ₂ содержатся промышленные залежи нефти. Общая мощность вартовской свиты до 400 м. Алымская свита состоит из двух частей. Нижняя подсвита сложена песчаниками, алевролитами, тонкозернистыми глинами. Верхняя подсвита сложена аргиллитами темно-серыми с тонкими прослоями алевролитов. Общая мощность отложений алымской свиты достигает до 85 м. (Гурари, 2003)

Таблица 2. Физические свойства горных пород неокского нефтегазоносного комплекса (Москаленко, 2022).

Порода	Диэлектрическая проницаемость, отн.ед.			Плотность			УЭС, Ом*м		
	max	min	среднее	max	min	среднее	max	min	среднее
Аргиллит	60	30	45	2.2	1.8	2.0	15	10	12.5
Песчаник	5.4	4.0	4.7	2.4	2.0	2.2	-	-	-
Нефт-ый песчаник	12	4	8	-	-	-	-	-	-
Водо-ый песчаник	30	10	20	-	-	-	-	-	-

Апт - сеноманский нефтегазоносный комплекс представлен покурской свитой, которая объединяет осадки аптского, альбского и сеноманского ярусов. Она представлена переслаиванием песчаников с алевролитами и глинами. В сеноманских песчаниках (пласт ПК₁) залегает газовая залежь. Мощность свиты до 720 м. (Максимов, 2014).

Данные по статистической обработке геолого-геофизических данных показали, что неокский и апт-сеноманский нефтегазовые комплексы являются наиболее продуктивными. Этот факт подтверждается и результатами исследований ученых, а также полученными промышленными значениями углеводородов. Так, кровля отложений сеноманского комплекса является вместилищем колоссальных запасов свободного газа. Гигантские залежи открыты на Уренгойском, Ен-Яхинском, Песцовом месторождениях (Гурари, 2003).

Характерной особенностью Западно-Сибирской Провинции является многозалежность

Таблица 3. Физические свойства горных пород апт – сеноманского нефтегазоносного комплекса (Москаленко, 2022).

Порода	Диэлектрическая проницаемость, отн.ед.			Плотность			УЭС, Ом*м		
	max	min	среднее	max	min	среднее	max	min	среднее
Глина	60	30	45	2.1	1.7	1.9	15	10	12.5
Песчаник	5.4	4.0	4.7	2.4	2.0	2.2	-	-	-
Нефт-ый песчаник	12	4	8	-	-	-	-	-	-
Водо-ый песчаник	30	10	20	-	-	-	-	-	-

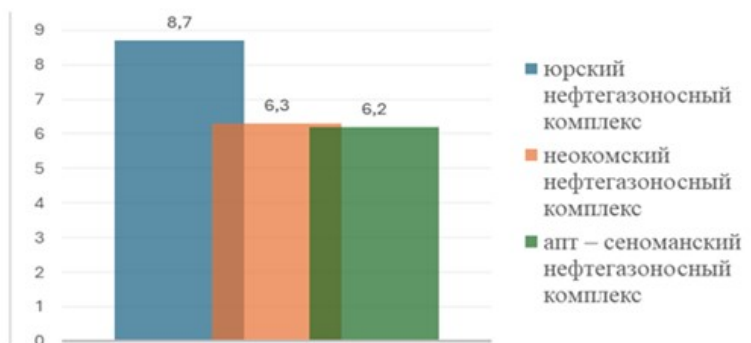


Рисунок 1. График сравнительной характеристики средних значений плотности пород нефтегазоносных комплексов (составлено автором с учетом данных Москаленко, 2022).

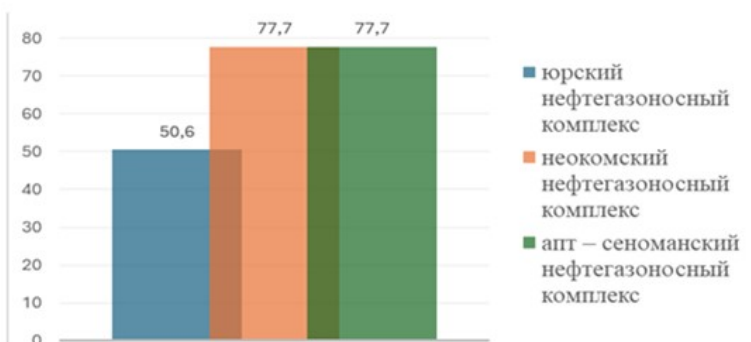


Рисунок 2. График сравнительной характеристики средних значений диэлектрической проницаемости пород нефтегазовых комплексов (составлено автором с учетом данных Москаленко, 2022).

месторождений. Во внутренних районах в разрезе месторождений от кровли сеномана до зоны контакта юры с доюрскими комплексами локализовано до 53 отдельных залежей.

Список литературы

- Гурари Ф.Г. Строение и условия образования клиноформ неокомских отложений Западно-Сибирской плиты. Новосибирск: СНИИГГиМС, 2003. 140 с.
- Лазарев В.В. Геология: учеб. пособие для СПО / В.В. Лазарев. – Волгоград: Издательский дом «Ин-Фолио», 2010. – 384 с.

- Максимов Е.М.* Тектоника и геологические формации Западно-Сибирского нефтегазоносного бассейна / Е.М. Максимов. – Тюмень, 2014.– 370 с.
- Москаленко Н.Ю.* Повышение достоверности определения фильтрационно-емкостных свойств и насыщенности коллекторов сеномана по комплексу керн-гис на основе усовершенствованной технологии исследования слабосцементированного керна. Автореф. диссертаций кандидата геол.-мин. наук. Тюмень.: Изд-во ТИУ, 2022. 157 с.
- Стасова О.Ф., Ларичев А.И., Ларичкина Н.И.* Типы нефтей юрских резервуаров юго-восточной части Западно-Сибирской плиты // Геология нефти и газа. 1998. №7. С. 4-11.

ВЛИЯНИЕ ПОГРЕБЕННЫХ РЕЧНЫХ ДОЛИН УРЖУМСКОГО ВЕКА НА АКТИВИЗАЦИЮ ОПОЛЗНЕВЫХ ПРОЦЕССОВ ПРИ ПРОХОДКЕ АВТОДОРОЖНЫХ ТРАСС

Королёв А.Э.*, Пиржанова Е.С., Королёв Э.А.

Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Кремлевская, 4/5, Казань, 420008, Россия,

*albert-korolev-kpfu@mail.ru

Строительство автомобильных трасс федерального значения часто сопровождается большими объемами земляных работ, обусловленными необходимостью планировки вертикального рельефа. В условиях сильно расчлененной местности это приводит к формированию на некоторых участках глубоких выемок, в стенках которой вскрываются горные породы различного состава. Неоднородность строения и состава грунтовых массивов, наличие в них ослабленных зон может приводить к развитию непрогнозируемых при инженерных изысканиях негативных геодинамических процессов, усложняющих дорожностроительные работы (Богомолов и др., 2012; Спасская, 2014; Латыпов и др., 2023). На территории Приволжской возвышенности Татарстана в последние годы осуществляется строительство новых и расширение ранее двухполосных дорожных трасс в сторону г. Москва. В рамках автодорожных работ производятся глубокие выемки, дестабилизирующие склоны грунтовых массивов. Наиболее опасные участки отмечаются в местах нарушения целостности горизонтального залегания коренных пород уржумского яруса древними процессами водной эрозии.

В целях лучшего понимания возникающих процессов коротко рассмотрим геологическую историю формирования горных пород, по которым ведется строительство автомобильных трасс. В начале уржумского века на территории Среднего Поволжья существовал мелководный залив осушающегося Пермского палеоморя. В условиях осолоняющегося эвапоритового бассейна седиментации при периодическом поступлении с суши глинисто-терригенного материала здесь сформировалась карбонатно-глинистая толща осадочных пород с частым

переслаиванием доломитов и доломитовых мергелей. К концу уржумского века прибрежно-морские отложения сменились континентальными отложениями флювиальной равнины (Муравьев и др. 2016). Этот период ознаменовался появлением больших толщ зеленовато-серых песчаников и красно-бурых глин, переслаивающихся с доломитовыми мергелями. Спокойные условия седиментации обусловили горизонтальное залегание слоев осадочных пород на больших площадях. В конце уржумского века на территорию Среднего Поволжья стали проникать реки, берущие начало с Уральских гор. Миандрирующие реки размывали ранее образованные карбонатно-терригенные породы, создавая протяженные палеорусл. Таким образом, в горизонтально залегающих доломитах, доломитовых мергелях и глинах сформировались глубоко врезающие речные палеодолины, заполненные окатанным мелкозернистым обломочным материалом. При вскрытии погребенных речных долин дорожными выемками в грунтовом массиве обнажаются области с неустойчивым залеганием горных пород.

В стенках выемок погребенные речные долины выглядят как двояковыпуклых или односторонне выпуклые линзы протяженностью от 25.0 до 50.0 м, при мощности в центральной части 7.0-20.0 м. Различная протяженность линзовидных тел обусловлена вскрытием палеорусел не только в крест их залегания, но и под углами в 20-35°. Речные палеодолины полностью выполнены мелкозернистыми обломками эффузивных и кремнистых пород с примесью зерен кварца, полевых шпатов, чешуек мусковита и хлорита. Преобладание эффузивных обломков, сорбировавших на поверхности глинистые пленочки и гидроокислы железа, придает песчаникам темно-бурую окраску. В техногенных обнажениях хорошо просматривается косослоистая текстура русловых песчаников. В основание песчаных линз отмечается наличие дресвяного материала, представленного угловатыми обломками светло-серых доломитов и розово-красных доломитовых мергелей. Контакты песчаных линз с вмещающими их коренными осадочными породами резкие, эрозионного типа. В основание речных палеодолин локализованы подземные водоносные горизонты. Воды безнапорные, со свободной поверхностью, разгружаются под действием силы тяжести в близко расположенные овраги и балки. Мощность водоносного слоя 0.5-0.8 м, ложем служат доломиты и доломитовые мергели. При вскрытии погребенных речных палеодолин в стенках дорожной выемки образуются выходы подземных вод в виде родников.

Несмотря на то, что в стенках дорожных выемок участки откосов, вскрывающие погребенные русловые песчаники, способны долгое время находиться в устойчивом состоянии, рано или поздно они начинают обрушаться. В некоторых случаях процесс растянут по времени с постепенным осыпанием рыхлого материала из линзовидного тела песча-

ников к подножию, в других – быстрый, в виде схода оползневого тела. Причиной обрушения являются слабые структурные связи минерального скелета грунта. Согласно оптико-микроскопическим исследованиям обломки горных пород и минералов в породе образуют рыхлую структурную упаковку. Между ними преобладают точечные контакты соприкосновения. В качестве цемента выступает глинистый материал, образующий оторочки вокруг обломков, либо сгустковые агрегаты в точках их контактного соприкосновения. За счет этого пористость песчаников может составлять более 25%. Глинистый цемент обуславливает высокую размокаемость песчаных грунтов. В приборе ПРГ-1 образцы распадаются буквально за первые минуты в стоячей воде. В диспергированных рыхлых грунтах преобладают обломки фракций 0.1-0.25 мм (83-86%), алевроитовые фракции (0.01-0.1 мм) составляют 10-15%, глинистая фракция (<0.01 мм) – 2-4%. То есть, по гранулометрическим показателям пески погребенного руслового аллювия являются однородными (не суффозионными). Высокая пористость песчаников и нестойкость структурных связей их минерального скелета к воздействию воды обуславливают возможность снижения устойчивости склонов дорожных выемок в участках вскрытия речных палеодолин уржумского века. Под действием фильтрующихся подземных вод в основании линзовидных тел русловых песчаников постепенно будут формироваться зоны разуплотнения за счет выноса части обломочного материала и переуплотнения оставшегося. Со временем это может привести к сходу оползневых тел.

Подобный процесс мы наблюдали воочию в период прохождения геологической практики. На участках автомобильных трасс, где в склонах выемок были вскрыты погребенные речные палеодолины, были зафиксированы сходы оползней. Оползневыми процессами были охвачены лишь песчаные тела, выполняющие водно-эрозионные структуры. Окружающие их коренные доломиты, доломитовые мергели и аргиллитоподобные глины оказались не вовлеченными в оползание грунтов. Ложем оползней служили обводненные породы, слагающие дно русла палеодолин. В процессе формирования оползней в телах песчаников развивались вертикальные трещины отрыва в виде полуциркуля. Впоследствии на их месте после смещения пород образовались вертикальные стенки отрыва высотой до 5.0 м. Оползни асеквентные, поскольку развиваются в однородных по строению породах. После схода грунт тел оползней развалился с образованием бесструктурной рыхлой массы. В местах выходов подземных вод наблюдается вынос рыхлого обломочного материала в ближайшие понижения рельефа. На ряде участков проходки автомобильных трасс оползневые деформации были растянуты во времени. После схода первого оползня над ним сформировался второй оползень, который сошел несколько позднее. В этом случае тело первого оползня послужило в качестве некоторого стабилизатора для второго. Оползневой массив приобретает терра-

совидный облик в виде параллельных валов расположенных один над другим.

Таким образом, все участки строящихся автомобильных трасс, где в стенках дорожных выемок вскрываются погребенные речные палеодолины уржумского века, представляют собой потенциальную опасность активизации оползневых процессов. Причинами этого являются структурно-минералогические особенности песчаных грунтов: рыхлая структурная упаковка минеральных зерен, неравномерно распределенный глинистый цемент, высокая пористость, преобладание механических и водно-коллоидных структурных связей нестойких к воздействию воды. При наличии в водно-эрозионных линейно вытянутых речных палеодолинах водоносных пластов, эти особенности грунтов будут способствовать формированию оползневых тел.

Список литературы

- Богомолов А. Н., Маций С.И., Калашников С.Ю., Бабаханов Б.С., Безуглова Е.В., Лейер Д.В., Кузнецова С.В. Причины активизации оползня на федеральной автомобильной дороге г. Сочи и мероприятия по его стабилизации // Вестник Волгоградского государственного архитектурно-строительного университета. Серия: Строительство и архитектура. 2012. № 29 (48). С. 6–14.
- Латыпов А.И., Гараева А.Н., Яббарова Е.Н., Усманов Р.М., Королёв А.Э. Природно-техногенные геодинамические процессы, активизированные при устройстве выемок грунта трассы М-12 на территории Приволжской возвышенности // В сборнике: Сергеевские чтения. Фундаментальные и прикладные вопросы инженерной геодинамики. Материалы годичной сессии Научного совета РАН по проблемам геоэкологии, инженерной геологии и гидрогеологии. Москва, 2023. С.104-108.
- Муравьев Ф.А., Арефьев М.П., Силантьев В.В., Гареев Б.И., Баталин Г.А., Уразаева М.Н., Кропотова Т.В., Выборнова И.Б. Палеогеографические условия накопления красноцветных алевропелитов средней-верхней перми на территории Казанского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2016. Т. 158, кн. 4. С. 548–568.
- Спаская К.А. Критерии выбора варианта направления трассы железной дороги, учитывающие развитие оползневых процессов // Интернет-журнал «Науковедение». 2014. Вып. 3. С. 1–11.

КРИСТАЛЛОХИМИЯ НОВЫХ СУЛЬФАТОВ И СЕЛЕНАТОВ ЦИНКА, МЕДИ, МАРГАНЦА И МАГНИЯ С БЕТА-АЛАНИНОМ

Позгалова Ю.С.^{1,2*}, Сийдра О.И.¹, Гришаев В.Ю.¹, Чаркин Д.О.³

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st087031@student.spbu.ru

²Институт химии силикатов им. Гребенщикова РАН, наб. Адмирала Макарова, 2, Санкт-Петербург, 199034, Россия

³Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия

Как правило, аминокислоты в растворах ведут себя как цвиттер-ионы и активируют свои функциональные группы в зависимости от pH среды. Изучение особенностей кристаллохимии солей аминокислот с различными металлами представляет большой интерес. Цепочки аминокислотных остатков являются основной составной частью полипептидов и белков, из которых состоят живые организмы на Земле. Кратерные озера вулканов обогащены разнообразными анионными комплексами и переходными металлами. Из большого разнообразия компонентов, обнаруживаемых в водах таких озер, в прошлом могли «собираться» соединения с участием аминокислот (Holden et al., 2022). Целью настоящей работы являлось изучение реакционной способности бета-аланина в кислых средах с pH в интервале от 0 до 3.5.

Синтез соединений $M\text{TO}_4 \cdot \beta\text{-Ala}$ (рис. 1) проводили изотермическим испарением растворов серной или селеновой кислоты, содержащих сульфат или селенат двухвалентного металла и бета-аланин в мольном соотношении 1:1:1. Для подавления образования вязких некристаллизующихся гелей к раствору добавляли небольшое количество серной или селеновой кислоты. Синтез соединений $(\beta\text{-AlaH}^+)_2M(\text{TO}_4)_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$ проводили испарением растворов, содержащих аминокислоту, сульфат или селенат металла и серную (селеновую) кислоту в мольном соотношении 2:1:2.5. Отметим, что кристаллическая структура для части из них не известна или изучена слабо.

Структуры 10 новых соединений получились разнообразными. Однако, все получившиеся структуры можно разбить на несколько групп, а также выявить корреляции между кислотностью среды кристаллизации нового соединения и мотивом структурной архитектуры. Большинство структур построены на основе хелатных комплексов либо с одним, либо с двумя лигандами, координированными к атомам кислорода карбоксильной группы. Ни в одном соединении аминогруппа не образует химических связей с другими атомами. Наиболее распространенным мотивом в полученных структурах является цепочечный: $[M(\text{H}_2\text{O})_2(\text{TO}_4)_2]^{2-}$, где $M = \text{Zn}, \text{Cu}, \text{Mn}, \text{Mg}$; $T = \text{S}, \text{Se}$ (рис. 2). Такие цепочки впервые были описаны в структуре

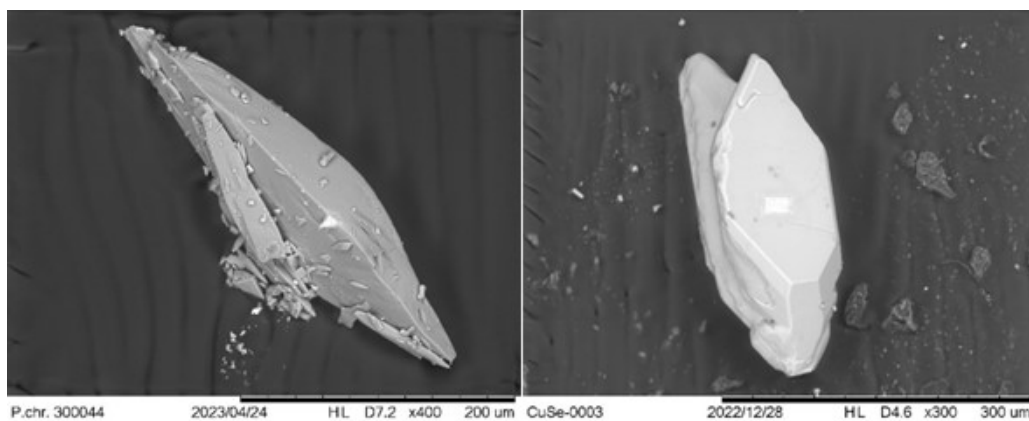


Рисунок 1. Фотографии кристаллов новых соединений $[(\text{ZnSO}_4)]\beta\text{Ala}(\text{H}_2\text{O})_2$ и $[\text{Cu}(\text{SeO}_4)(\text{H}_2\text{O})_2]\beta\text{-Ala}$ под растровым электронным микроскопом.

минерала крэнкита $\text{Na}_2\text{Cu}(\text{SO}_4)_2(\text{H}_2\text{O})_2$. Некоторые соединения обладают смешанной структурой, где полиэдры в различных комбинациях образуют другие мотивы. Один из полученных сульфатов и один из селенатов являются изоструктурными.

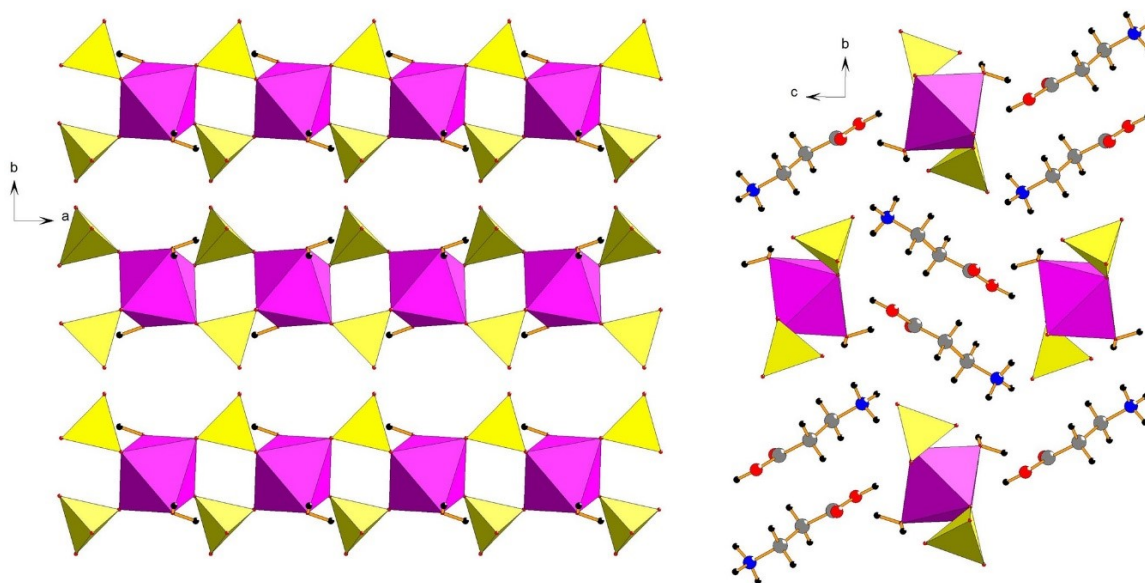


Рисунок 2. Цепочка $[\text{Mn}(\text{H}_2\text{O})_2(\text{SO}_4)]^{2-}$ (слева) и общая проекция структуры соединения $(\beta\text{AlaH}^+)_2[\text{Mn}(\text{H}_2\text{O})_2(\text{SO}_4)_2]$ (справа).

Отсняты Рамановские спектры новых соединений и выполнен микрозондовый анализ. Благодарим ресурсные центры СПбГУ за техническую поддержку в выполнении исследований.

Список литературы

Holden D.T., Morato N.M., Cooks R.G. Aqueous microdroplets enable abiotic synthesis and chain extension of unique peptide isomers from free amino acids // PNAS, 2022. №119.

МИНЕРАЛОГИЯ МАРГАНЦЕВЫХ РУД МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПОЛУНОЧНОЕ (СЕВЕРНЫЙ УРАЛ)

Попова Е.А.*, Перова Е.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st087231@student.spbu.ru

Месторождение Полуночное было обнаружено в 1920 году П.П. Мездриным, а в 1941 г. на нём началась добыча марганцевой руды. Месторождение находится на северо-западе Свердловской области, рядом с одноимённым посёлком. в 30-х годах были проведены разведочные работы под руководством К.В. Вейнберга, а в 1941 г. на нём началась добыча марганцевой руды. Работы на месторождении были закончены в 1962 году, и сейчас оно законсервировано (Рабинович, 1971). Минералогия месторождения изучалась в процессе добычи руды и носила ограниченный характер.

В настоящее время черная металлургия России является крупным потребителем марганца, поэтому изучение марганцеворудных месторождений на сегодняшний день актуально, в том числе и изучение объектов Северного Урала. В рамках этих задач нашей целью было получение новых данных по минералогии марганцевых руд Полуночного месторождения, используя современные аналитические методы (оптический и электронный микроскопы, а также порошковая рентгенография). Аналитические исследования проводились в ресурсных центрах СПбГУ: «Геомодель», «Микроскопии и микроанализа» и «Рентгенодифракционные методы исследования». Материалами для исследования послужили несколько образцов руд, отобранных сотрудниками кафедры минералогии СПбГУ летом 2023 года в ходе поездки на марганцевые месторождения Северного Урала.

Месторождение Полуночное расположено в зоне сочленения Зауральской равнины и восточного склона складчатой системы Урала. Район месторождения сложен осадочными породами мел-палеогенового возраста. Вмещающие породы представлены песчаниками и алевролитами. Руды слагают пласты, согласно залегающие во вмещающих породах. Рудоносный горизонт прослежен на 1500 м, ширина его варьирует от 60 до 800 м и, в среднем, составляет 150 м. Мощность рудоносного горизонта 12-15 м, глубина залегания – 0-50 м на западе и 150-200 м на востоке (Контарь и др., 1999).

Предыдущими исследователями марганцевые руды на месторождении подразделены на первично карбонатные (песчано-глинистые, песчаные, конкреционно-глинистые, конкреционно-кремнистые), полуокисленные и окисленные. Главными минералами карбонатных руд являются кальциевый родохрозит и манганокальцит (Вертушкова, Сосунова, 1957). Ко второстепенным минералам относятся кварц, опал, глауконит, марказит, глинистые минералы и кальциевые фосфаты (Контарь и др., 1999). Наши исследования уточнили эти данные.

Изучаемые образцы представляют собой чёрные конкреционные образования (в поперечнике 8 см), снаружи покрыты черными оксидами и гидроксидами Mn, внутреннее строение агрегатов – концентрически-зональное, иногда не четко выраженное. Чередуются светло-коричневые и сине-серые слои мощностью до 1.5 см. Порода мелкозернистая, пористая. Главные породообразующие минералы – родохрозит (≈ 60 об.%) и кварц (≈ 30 об.%), второстепенные и акцессорные (суммарно ≈ 10 об.%) (рис. 1). Минеральный состав представлен в таблице 1. Светлые и темные слои сходны по минеральному составу, но отличаются процентным содержанием породообразующих минералов.

На микроуровне наблюдаются карбонатные стяжения размером от 0.5 до 2 мм, иногда имеющие концентрически-зональное строение, в некоторых случаях с кварцевой центральной частью. Встречаются однородные комковатые или микрозернистые участки.

Таблица 1. Минеральный состав изучаемых пород.

Группа	Минералы	Формула	P
Сульфиды	Сфалерит	ZnS	+
	Пирит, марказит	Fe(S ₂)	o
Оксиды	Кварц	SiO ₂	■
	Ильменит	FeTiO ₃	+
Гидроксиды	Гётит	FeOOH	+
Островные силикаты	Глауконит	$K_{0.80}(Mg, Fe^{2+})_{0.67}(Fe^{3+}, Al)_{1.33}(Al_{0.13}Si_{3.87}O_{10})(OH)_2$	+
Каркасные алюмосиликаты	Альбит	Na(AlSi ₃ O ₈)	o
Фосфаты	Апатит	Ca ₅ (PO ₄) ₃ F ₂	o
Карбонаты	Кутногорит	CaMn(CO ₃) ₂	o
	Родохрозит	MnCO ₃	■
	Сидерит	FeCO ₃	o
Сульфаты	Барит	Ba(SO ₄)	+
	Гипс	CaSO ₄ ·2H ₂ O	+

P - распространённость;

■ - породообразующие минералы;

o - второстепенные минералы; + - акцессорные минералы.

В образцах родохрозит имеет светло-коричневый цвет. В проходящем свете минерал бежевый с яркими перламутровыми цветами интерференции. И в оптическом, и в электронном микроскопе видна зональность концентрических карбонатов, которая выражается в небольших вариациях химического состава (рис. 1). Кутногорит имеет подчиненную роль, располагаясь в микрозернистой родохрозитовой массе, и образует зерна размером до 0.01 мм. Минерал диагностирован только по соотношению Ca и Mn и требует дополнительных уточнений.

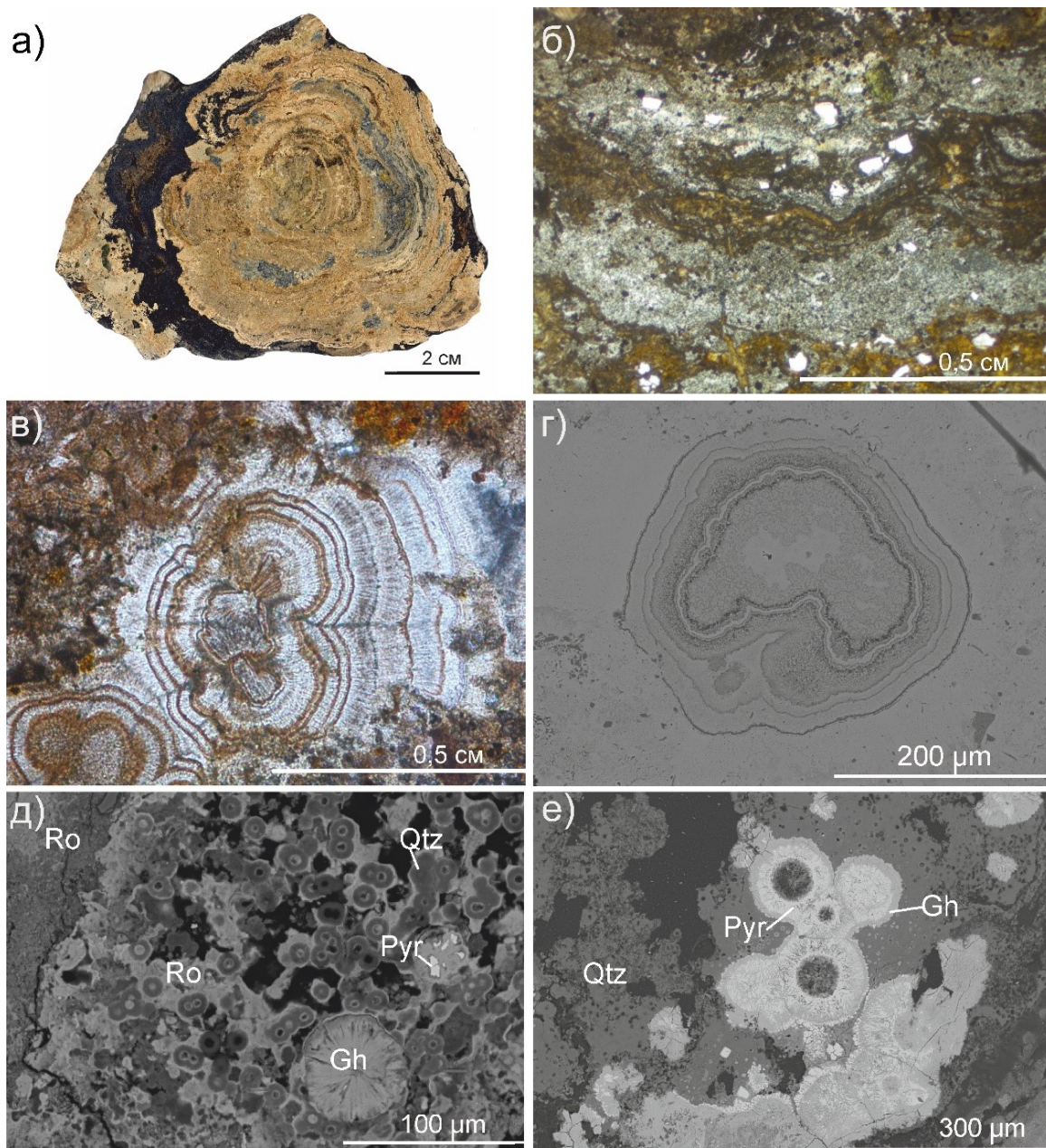


Рисунок 1. а) и б) образец PN-1 с чередованием разноокрашенных концентрических слоев: общий вид образца, б) деталь шлифа, в) зональный агрегат родохрозита, (изображение шлифа в оптическом микроскопе). г) зональный агрегат родохрозита (изображение шлифа в обратно-отраженных электронах), д) конкреции сульфидов железа с гётитом (изображение шлифа в обратно-отраженных электронах); е) кварцевые оолиты. Минералы: Ro – родохрозит, Pyr – пирит, Sdr- сидерит; Qtz – кварц; Gh – гётит.

Кварц представлен как отдельными зернами размером 0.1-1.5 мм по удлинению, так и сферическими выделениями, которые слагают целые участки породы. Минерал прозрачно-серого цвета, в скрещенных никелях имеет серую окраску.

Апатит является второстепенным минералом, представлен как отдельными зернами размером до 0.05 мм, так и тонкой пылеватой вкрапленностью в карбонатной породе. Минерал бесцветен, в скрещенных никелях имеет серую интерференционную окраску. По составу

представлен фторапатитом и содержит Mn до 0.9 формульных единиц.

Пирит и, предположительно, марказит образуют конкреции и пентагондодекаэдры размером до 0.25 мм, которые на периферии замещены гипергенным гетитом. Пирит также рассеян в основной массе и образует включения в карбонатах. В единичных зернах размером до 0.01 мм был диагностирован сфалерит.

Глауконит образует округлые образования размером до 1 мм. В минерале прослеживается дефицит калия, количества которого, в среднем, составляют 0.56 формульных единиц.

Альбит встречается в виде редких округлых микрозерен размером до 0.01 мм в диаметре. Имеет низкие серо-белые цвета интерференции. Химический состав альбита полностью соответствует его стехиометрической формуле. На основе взаимоотношений минерала с карбонатами можно сделать вывод, что альбит был образован позже.

Сульфаты представлены баритом и гипсом, которые в породе являются вторичными и заполняют пустоты, секущие карбонатные выделения. Они часто находятся в ассоциации с минералами железа.

Единичные зерна эпидота размером до 0.01 мм располагаются в основной микрозернистой карбонатной массе.

Таким образом, большинство минералов образует комковатые, концентрически-зональные агрегаты, которые были сформированы, вероятно, в результате седиментогенно-диагенетических процессов. Учитывая минеральную ассоциацию и структурно-текстурные особенности, можно предположить, что образование агрегатов происходило со значительным участием бактериального сообщества.

Список литературы

- Вертушкова Н.С., Сосунова К.А.* Изучение вещественного состава и обогатимости карбонатных марганцевых руд Полуночного и Ново-Березовского месторождения. Геологический отчет. Свердловск, 1957.
- Контарь Е.С., Савельева К.П., Сурганов А.В., Алешин Б.М., Шишкин М.А., Герасимов Н.Н., Костромин Д.А., Папулова О.Б., Сергеева В.В.* Марганцевые месторождения Урала. Екатеринбург: Уралгеолком, 1999. – 118 с.
- Рабинович С.Д.* Северо-Уральский марганцеворудный бассейн. М.: Недра, 1971. – 264 с.

ВОЗМОЖНОСТИ МЕТОДА МНОГОКАНАЛЬНОГО АНАЛИЗА ПОВЕРХНОСТНЫХ ВОЛН (MASW) В ЦЕЛЯХ ИЗУЧЕНИЯ ВЕРХНЕЙ ЧАСТИ РАЗРЕЗА НА ПРИМЕРЕ ПЕЧОРСКОГО МОРЯ

Рахимов Э.А.^{1*}, Кудинов А.А.², Половков В.В.²

¹Санкт-Петербургский горный университет, 21-я лин. В.О., 2, Санкт-Петербург, 199106, Россия,
*s190953@stud.spmi.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург,
199034, Россия

Арктические шельфовые проекты можно рассматривать как приоритетное направление развития сырьевой базы углеводородов, в условиях сокращения активных запасов нефти разрабатываемых месторождений в традиционных районах добычи. Высокая стоимость и трудоёмкость проведения морских полевых работ в арктических широтах требует максимально эффективного использования имеющихся геолого-геофизических данных на участке изысканий. Традиционные методы сейсморазведки в условиях обильной придонной газонасыщенности сталкиваются с рядом препятствий, таких как затруднённое прослеживание сейсмических горизонтов и как следствие неоднозначность в оценке инженерно-геологических условий объекта исследования. Опасными геологическими объектами при строительстве сооружений или бурении на арктическом шельфе являются: палеоруслы, моренные гряды (Титов, Токарев, 2021), субаквальные мерзлые и газонасыщенные грунты с аномально высоким пластовым давлением (АВПД) (Рокос, 2008; Young-Jun Kim et al., 2020). Данная работа посвящена изучению применимости метода MASW в целях картирования верхней части разреза (ВЧР) и поиска геологических неоднородностей на примере Печорского моря по данным 3D сейсморазведочных работ МОВ-ОСТ с буксируемым оборудованием.

Метод MASW является широко используемым методом в определении скоростей распространения поперечных волн V_s на небольших глубинах (Kruiver et al., 2019), он основывается на регистрации зависимости фазовой скорости от частоты для изучаемой среды (Park et al., 1999). Результатом измерений является дисперсионная кривая, которая отображает изменение жесткости с глубиной.

Таковыми методами как сейсморазведка высокого разрешения (СВР) и сейсморазведка сверхвысокого разрешения (ССВР) неустойчиво регистрируются волны, приходящие от горизонтов ВЧР, сложенных газонасыщенными отложениями, в то время как целевая поверхностная волна Шольте, напротив, позволяет устойчиво выделять литологические изменения объекта исследования. Ниже в работе сравнивается метод MASW и СВР на примере двух профилей, проходящих перпендикулярно друг другу. В таблице 1 показан диапазон залегания отражающих горизонтов (ОГ) согласно скважинным данным.

Таблица 1. Диапазон залегания отражающих горизонтов согласно скважинным данным.

Название подошвы ОГ	Перепады абсолютной глубины, м
ОГ Alpha	20-26
ОГ Betta	47-56
ОГ Gamma	71-86
ОГ D reg	163-210
ОГ H2	261-335

На рисунке 1 представлен куб данных, полученных по данным СВР по площади исследования.

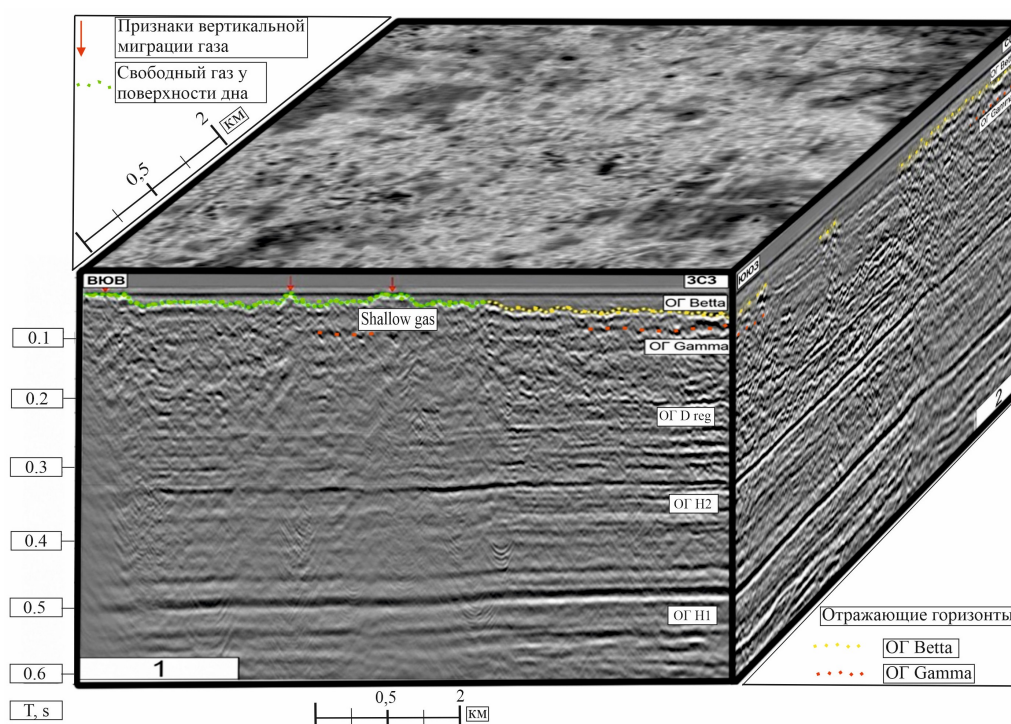


Рисунок 1. Результаты метода СВР по площади исследования. (Соколов и др., 2020).

На большей части исследуемой площади по результатам СВР, наблюдается обширная область ухудшения и потери корреляции с резким снижением амплитуд отражённого сигнала. Кровля аномальных зон по данным СВР прослеживается фрагментарно и характеризуется сложной, неровной поверхностью. Так, на разрезе отсутствует горизонт Alpha, прерывисто наблюдаются горизонты Betta и Gamma. Данные СВР не позволяют отчётливо проследить ОГ. Ниже на рисунке 2 демонстрируются результаты интерпретации метода MASW по тем же профилям.

Результаты MASW позволяет выделить геологические горизонты ВЧР, закартированные по результатам бурения. Приповерхностный свободный газ выделяется на разрезе понижением скоростей поперечных волн, однако, его наличие не влияет на качество получаемого материала.

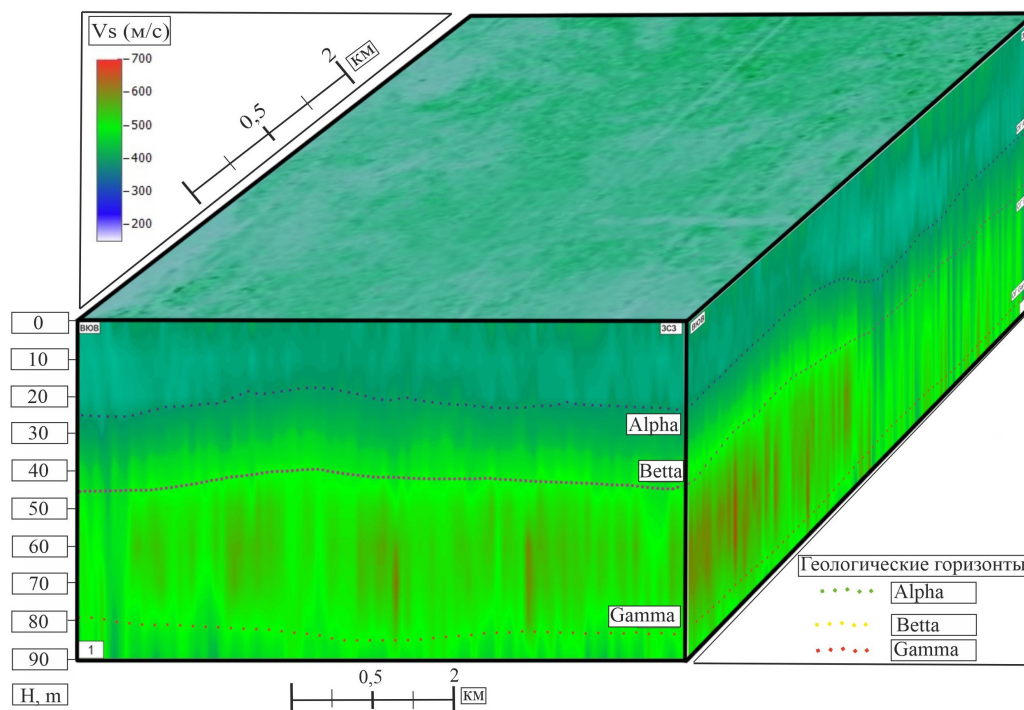


Рисунок 2. Результаты метода MASW по площади исследования.

Палеопонижения эрозионной природы необходимо учитывать при строительстве и проектировании бурения, поскольку с ними связана латеральная изменчивость литологического состава грунтов, что может оказать негативное влияние на устойчивость сооружений. Кроме того, часто палеоканалы заполнены слабыми и газонасыщенными грунтами. По результатам обработки 3D MASW была получена информация о распространении палеорусел на всей площади исследования на различных глубинах с шагом 10 метров, начиная с 4-х метров. Результаты обработки показаны на рисунке 3.

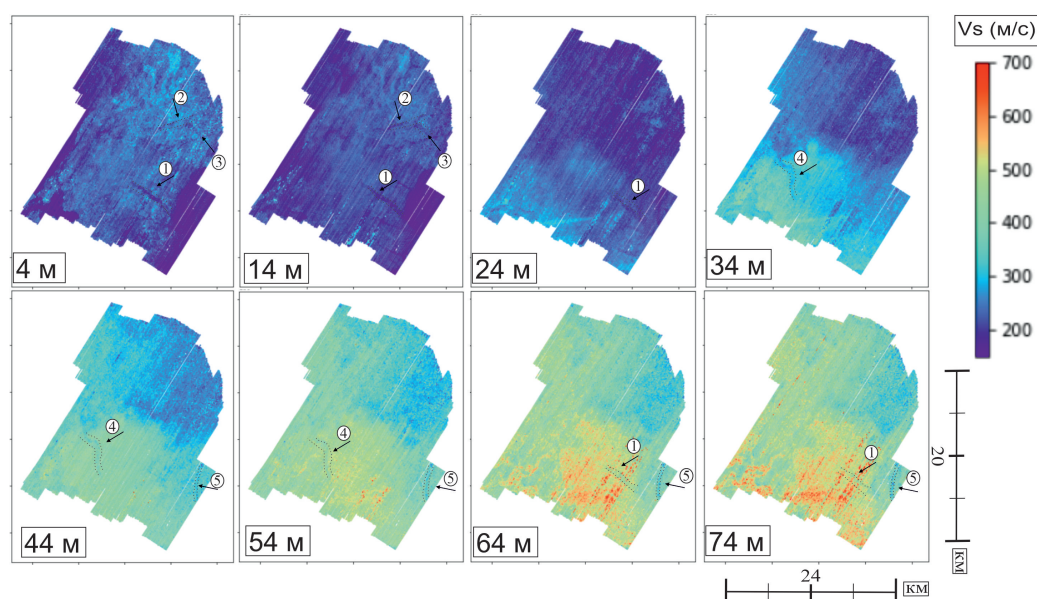


Рисунок 3. Результат обработки 3D MASW. Черными стрелками и пунктирными линиями показано положение палеорусел.

Таким образом, метод MASW в комплексе со стандартными методами (СВР, ССВПР) эффективен в изучении ВЧР и повышает достоверность в оценке инженерно-геологических параметров объекта исследования. Метод позволяет устойчиво расчленять горизонты в условиях газонасыщенных осадков и картировать геологические неоднородности, в частности палеорусла.

Список литературы

- Рокас С.И.* Инженерно-геологические особенности приповерхностных зон аномально высокого пластового давления на шельфе Печорского и южной части Карского морей // Инженерная геология, 2008. Т. 4. С. 22-28.
- Соколов П.В., Куликов С.Н., Хомбак В.В.* Инженерно-геологические изыскания на площадке штормового отстоя в пределах лицензионного участка недр «Южно-Русский» шельфа Печорского моря. // Технический отчёт, 2020. С. 297.
- Титов Н.О., Токарев М.Ю.* Выделение геологических опасностей путем анализа трёхмерных s – скоростных моделей, полученных методом многоканального анализа поверхностных волн // Материалы конференции: Перспективы развития инженерных изысканий в строительстве в Российской Федерации, 2021. С. 593-601.
- Kruiver P., Kleine M., Karaoulis M., Missiaen T.* MASW in the surf zone on a Belgian beach // Proceedings of the Symposium on the application of geophysics to engineering and environmental problems, 2019. P. 1–4.

ПРОГНОЗ НЕФТЯНОЙ ОТОРОЧКИ ПО РЯДУ ГЕОХИМИЧЕСКИХ ПАРАМЕТРОВ (НА ПРИМЕРЕ НИЖНЕТРИАСОВОГО НЕФТЕГАЗОНОСНОГО КОМПЛЕКСА СРЕДНЕТЮНГСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ)

Резникова М.С.*

Новосибирский филиал ФГБУ Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института, ул. Октябрьская, 17/1, Новосибирск, 630099, Россия, *reznikova@vnigni.ru

Среднетюнгское газоконденсатное месторождение расположено в Республике Саха (Якутия) в 160 км к северо-западу от г. Вилюйска, открыто в 1976 г. Месторождение находится на территории Лено-Вилюйской нефтегазоносной провинции (Вилюйская НГО) (рис. 1). На Среднетюнгской структуре в 1977-1982 годы было пробурено 23 скважины глубиной от 2602 м (скв. 221) до 4741 м (скв. 239).

Глубокие скважины вскрыли породы палеозойского и мезозойского возраста, перекры-

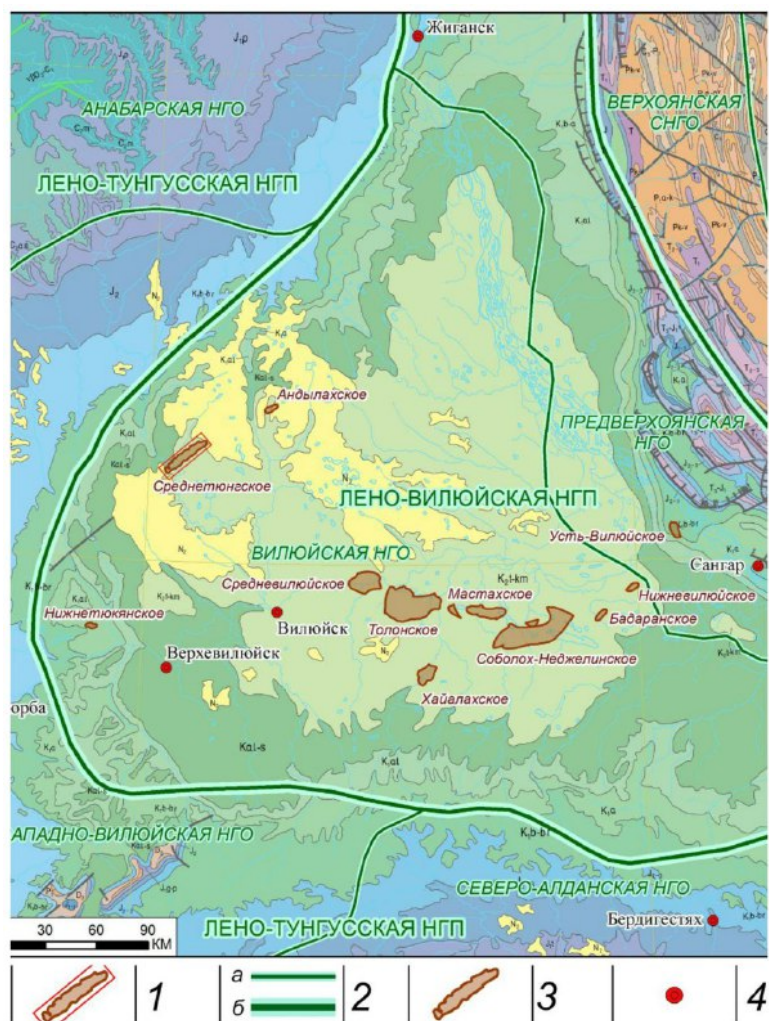


Рисунок 1. Обзорная карта района работ. Условные обозначения: 1 – участок работ; 2 границы: а – нефтегазоносных областей, б – нефтегазоносной провинции; 3 – месторождения; 4 – города.

тые маломощным чехлом четвертичных отложений. В разрезе Среднетюнского месторождения выделяется два продуктивных комплекса: верхнепермский и нижнетриасовый. В объеме нижнетриасового комплекса выделяется основная продуктивность связана с таганджинской свитой. В залегающей выше нее мономской свите, которая является покрывкой залежей газа при ее опесчанивании в единичных скважинах также получены притоки углеводородов.

В результате испытаний из отложений нижнетриасового возраста были получены нефтепризнаки (пленки нефти, эмульсии) в двух скважинах на северо-восточном крыле Среднетюнградской структуры

В связи с этим, весьма актуален вопрос о наличии нефтяной оторочки данного месторождения.

Существует целая серия методик (Битнер, 2020; Великовский и др., 1965; Коротаев и др., 1974; Старосельский, 1990; Шевяков, 2013), в которых, на основе геохимических дан-

ных газов, описана возможность установления наличия или отсутствия в залежи нефтяной оторочки.

В исследовании участвовали анализы газов скважин Среднетюнгские 227, 224, 241. В связи с небольшой выборкой анализов газов дополнительно были использованы геолого-геофизические материалы по таганджинской свите Среднетюнгского, Средневилуйского, Мастахского, Толонского и Неджелинского месторождений (Вилуйская гемисинеклиза). Также для сопоставления использованы анализы газов по ряду месторождений Непско-Боуобинской антеклизы, которые характеризуются значительным содержанием углеводородов в жидкой фазе. В последних были взяты анализы, полученные при испытаниях отложений венда и венда-кембрия.

Было проанализировано содержание азота в составе газов Вилуйской НГО и ряда месторождений Непско-Ботубинской НГО. Содержание азота 3.3%, которое по данным (Шевяков, 2013), является граничным для разделения залежей. Газы Вилуйской НГО по данному критерию нефтяной оторочки не имеют.

Далее были рассмотрены содержания C_5H_{12} +высш. % в газах месторождений Вилуйской НГО. Полученная гистограмма приведена на рисунке 2. На ней выделено содержание в 1.75%, которое по данным (Савченко, 1958), является граничным для разделения залежей имеющих или нет нефтяную оторочку.



Рисунок 2. Содержание C_5H_{12} +высш.% в газах месторождений Вилуйской НГО.

Газоконденсатные залежи нижнего триаса по этому параметру нефтяной оторочки не имеют. Залежи остальных месторождений практически не разделяются по данному параметру и отвечают зоне отсутствия нефтяной оторочки.

На рисунке 3 представлена диаграмма распределения содержания фракции НК 200°C

в конденсатах. Анализ материалов показывает, что содержание данной фракции в конденсатах месторождений Вилуйской НГО превышает 55%, что говорит об отсутствии нефтяной оторочки и месторождения являются газоконденсатными. Для сравнения приведены данные по нефтегазоконденсатным месторождениям Чаяндинскому и Иреляхскому, в которых по содержанию фракции НК 200°С составляет менее 55%.

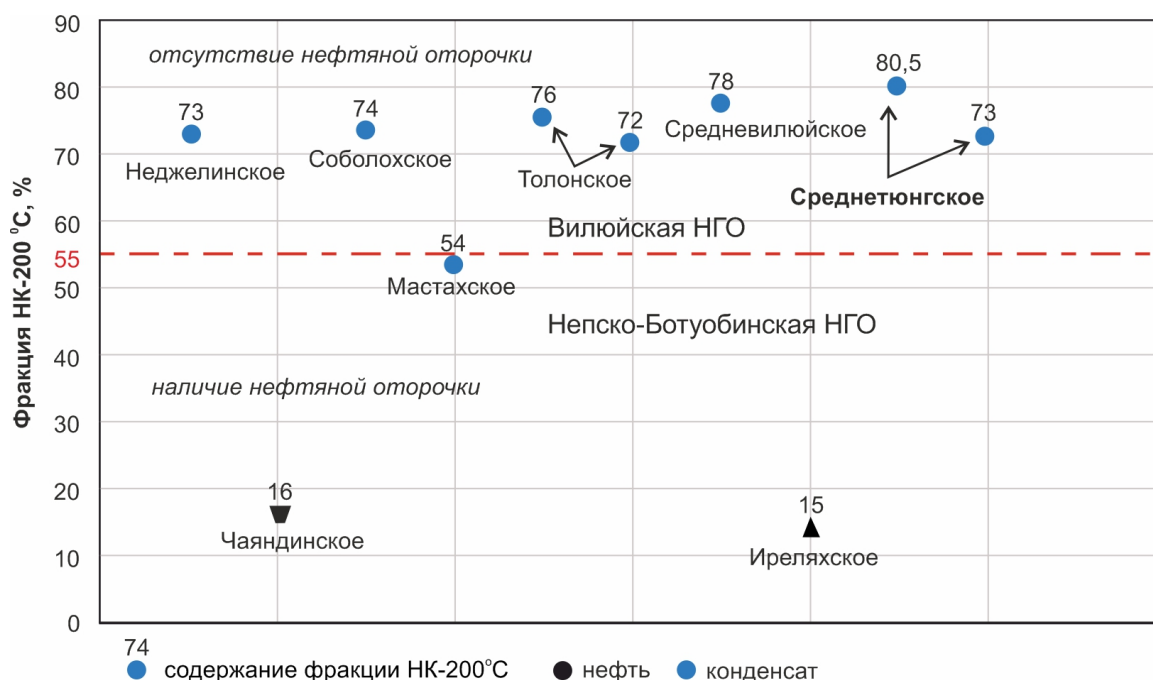


Рисунок 3. Сопоставление содержания фракции НК 200°С в нефтях и конденсатах месторождений Вилуйской и Непско-Ботубинской НГО.

Методики прогноза фазового состояния залежей УВ геохимическими методами показали, что в отложениях нижнего триаса Среднетюнгского месторождения присутствует нефтяная оторочка незначительной мощности. По типу она относится скорее всего к краевым оторочкам в литологически экранированных линзах в составе продуктивных пластов нижнетриасового возраста.

Пермская залежь месторождения по одним критериям относится к газоконденсатным без оторочки, по другим с оторочкой. Учитывая, что полученный максимальный дебит нефти не превышает $1.5 \text{ м}^3/\text{сут}$, промышленного значения нефтяная оторочка не имеет.

Более детальное исследование вопроса возможно при наличии анализов фракций C_5-C_8 и $C_{13}-C_{23}$.

Список литературы

Битнер А.К. Геохимия нефтей и газов Центральной Сибири: монография. – Красноярск: Сиб. федер. ун-т, 2020. – 264 с.

- Великовский А.С., Савченко В.П., Савина Я.Д.* Прогнозирование нефтяной оторочки в газоконденсатном пласте по составу природного газа // Газовая промышленность, 1965. № 9. С. 1-7.
- Кортаев Ю.П., Степанова Г.С., Критская С.Л.* Прогнозирование существенной нефтяной оторочки в газоконденсатных месторождениях // Геология нефти и газа, 1974. № 12. С. 36-40.
- Савченко В.П.* Условия формирования залежей нефти и газа при их струйной миграции в водонасыщенных породах // Вопросы геологии нефтяных месторождений, 1958. № 14. С. 86-117.
- Старосельский В.И.* Этан, пропан, бутан в природных газах нефтегазоносных бассейнов. – М.: Недра, 1990. – 186 с.
- Шевяков В.А.* Фазовая зональность углеводородов и отдельный прогноз нефти и газа: Лабораторные работы. – М.: РГУ нефти и газа имени И.М. Губкина, 2013. – 30 с.

ВАРИАЦИИ ПОЛНОГО ЭЛЕКТРОННОГО СОДЕРЖАНИЯ В ПЕРИОД ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯ В ПРОВИНЦИИ ЭЛЬ-ХАУЗ 2023 ГОДА

Рябова С.А.^{1,2*}

¹Институт динамики геосфер РАН, Ленинский проспект, 38, Москва, 119334, Россия,

*riabovasa@mail.ru

²Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Грузинская ул., д. 10, Москва, 123242, Россия

В ходе настоящих исследований с помощью результатов регистрации глобальными навигационными спутниковыми системами анализируются и интерпретируются специфические вариации полного электронного содержания, приуроченные к сильному землетрясению в провинции Эль-Хауз 2023 года.

Землетрясение произошло 8 сентября в 23:11 по местному времени (в 22:11 по всемирному времени). Эпицентр землетрясения находился примерно в 73.4 км к юго-западу от города Марракеш в регионе Марракеш-Сафи в Марокко (Powerful magnitude, 2024), недалеко от горнолыжного курорта Укаимеден в Атласских горах (Major earthquake, 2024). Землетрясение в провинции Эль-Хауз 2023 года – сильнейшее инструментально зарегистрированное землетрясение в Марокко, самое смертоносное в стране со времен землетрясения в Агадире 1960 года и второе по смертоносности землетрясение 2023 года после землетрясений в Турции и Сирии (NOAA, 2024).

По данным Геологической службы США сейсмическое событие произошло на глубине 19

км и имело моментную магнитуду 6.8 (Major earthquake, 2024), в то время как сейсмическое агентство Марокко сообщило о глубине очага 8 км и магнитуде 7.2 (The National, 2024). В глобальном каталоге тензоров центроид-моментов приведено значение магнитуды 6.9 и глубины 23.8 км (Global CMT, 2024). В Марокко максимальная интенсивность землетрясения по Меркалли составила IX (сильная) (Loss PAGER, 2024.). Самый сильный афтершок имел магнитуду 5.1 и произошел через 20 минут после основного толчка на расстоянии 21 км от Марракеша-Сафи (Major mag, 2024).

По станции Рабат из 32 спутников GPS были выделены спутники, которые находились на расстоянии меньше 500 км (от 5 мин до и 15 мин после события) от эпицентра землетрясения.

В качестве примера на рисунке 1 представлены результаты фильтрации вариаций TEC в диапазоне 61–1000с по данным пары станция-спутник rabt-29.

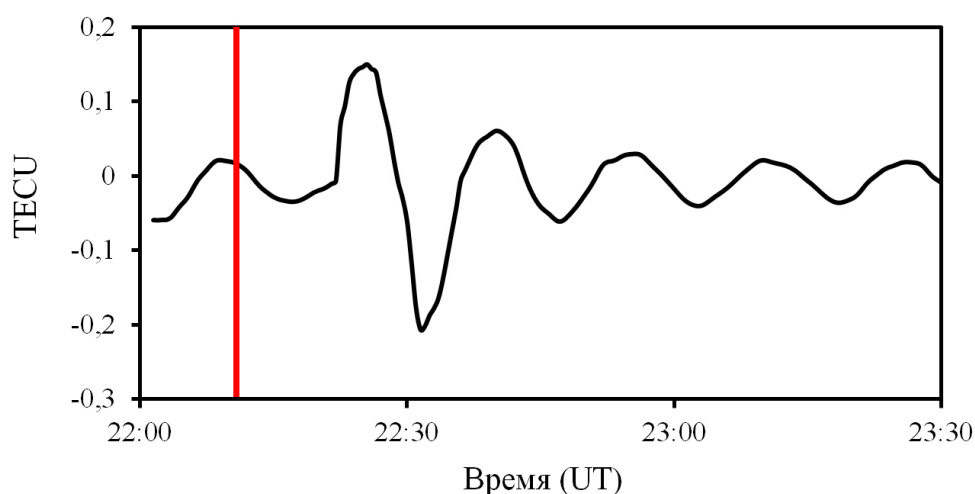


Рисунок 1. Фильтрованный сигнал TEC по паре станция-спутник rabt-29 за интервал 22:02–23:30 UT. Вертикальная сплошная красная линия - момент основного толчка землетрясения $M_w = 6.8$.

Как видно из данных, представленных на слайде, через 11 мин после основного толчка наблюдается характерный для ударных волн сигнал в виде N-волны, состоящей из фазы сжатия и фазы разрежения, каждая из которых содержит разрыв (ударный фронт). Время прихода импульса соответствует интервалу 10-17 мин после события, т.е. времени распространения акустического импульса до F-области (Riabova and Shalimov, 2024). Важно, что форма импульса демонстрирует равенство площадей под положительной и отрицательной фазами, т.е. характерную особенность ударной волны (Рябова и др., 2023; Riabova and Shalimov, 2024).

Зная амплитуду импульса, можно оценить энергию землетрясения (Рябова и др., 2023). Для ее грубой оценки можно применить скейлинг, который следует из сопоставления с источниками известной энергии. После землетрясения в Тохоку с энергией 6.24×10^{17} Дж вари-

ции ТЕС достигали 3 TECU. Поскольку энергия волны пропорциональна квадрату амплитуды, то для наблюдаемого после землетрясения в провинции Эль-Хауз 2023 года всплеска амплитуды вариаций порядка 0.0139 TECU приблизительная оценка величины поверхностной энергии составила 1.3×10^{15} Дж. По сейсмическим данным энергия землетрясения составила 1015 Дж. Таким образом, измерения отклика верхней ионосферы позволяют оценить энергию сейсмического источника, неплохо согласующуюся с сейсмологическими оценками.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ИДГ РАН №1220329000 185-5 «Проявление процессов природного и техногенного происхождения в геофизических полях» и в рамках государственного задания ИФЗ РАН.

Список литературы

- Рябова С.А., Ольшанская Е.В., Шалимов С.Л. Отклик нижней и верхней ионосферы на землетрясения в Турции 06.02.2023 г. // Физика Земли, 2023. № 6. С. 153–162 doi: 10.31857/S0002-333723060182.
- Riabova S.A., Shalimov S.L. Response of the Lower and Upper Ionosphere after the Eruption of Shiveluch Volcano on April 10, 2023 // Geomagnetism and Aeronomy, 2024. V. 64. No. 1. P. 94–101. doi: 10.1134/S001679322360087X.
- NOAA. Significant Earthquake Information, 2024. URL: <https://www.ngdc.noaa.gov/hazel/view/-hazards/earthquake/event-more-info/10705> (дата обращения: 01.02.2024).
- Major earthquake strikes Oukaïmedene, Morocco, 2024. URL: <https://earthquake.usgs.gov/...> (дата обращения: 01.02.2024).
- The National Institute of Geophysics issues a report on the intensity of the earthquake and its difference from one region to another (in Arabic). 2M. 9 September 2023, 2024. URL: <https://web.archive.org/web/20230911093922/...> (дата обращения: 01.02.2024).
- Global CMT Catalog Search, 2024. URL: <https://www.globalcmt.org/cgi-bin/globalcmt-cgi-bin/-CMT5/> (дата обращения: 01.02.2024).
- Powerful magnitude 6.8 earthquake rattles Morocco, with five believed dead, 2024. URL: <https://www.aljazeera.com/news/2023/9/8/powerful-6-8-magnitude-earthquake-rattles-morocco> (дата обращения: 01.02.2024).
- Loss PAGER: M 6.8, Al Haouz, Morocco, 2024. URL: <https://earthquake.usgs.gov/product/loss-pager/us7000kufc/us/1697773474042/onepager.pdf> (дата обращения: 01.02.2024).
- Major mag. 6.8 Earthquake - Marrakesh-Safi, Morocco, on Friday, Sep 8, 2023, at 11:11 pm (Casablanca time) URL: <https://www.volcanodiscovery.com/earthquakes/7867274/2023-09-08/22h10/magnitude7-Morocco.html> (дата обращения: 01.02.2024).

ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНЫЕ ИССЛЕДОВАНИЯ СУФФОЗИОННОГО ИЗМЕНЕНИЯ ГРАНУЛОМЕТРИЧЕСКОГО СОСТАВА НЕСВЯЗНЫХ ДИСПЕРСНЫХ КАРБОНАТНЫХ ГРУНТОВ НАД ПОЛОСТЬЮ-ПРИЕМНИКОМ

Сабирзянов М.Р.* , Рязина Я.А., Гараева А.Н.

Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Кремлевская, 4/5, Казань, 420008, Россия,

*marselkasab@gmail.com

В настоящее время наблюдается расширение многоэтажного строительства, включая специфические грунты, такие как элювиальные карбонатные суффозионные грунты. Устойчивость этих грунтов может изменяться в процессе строительства и эксплуатации, что может привести к потере устойчивости, особенно при разгерметизации инженерных коммуникаций. Лабораторное оборудование, используемое на сегодняшний день, не всегда отвечает требованиям и, как правило, деформационные испытания проводятся на небольших объемах максимум до 200 см^3 , что не обеспечивает возможность проведения достоверных испытаний и надежности для обломочных неоднородных грунтов. Поэтому было предложено сконструировать оборудование, которое бы удовлетворяло современным требованиям о понятии представительного объемного элемента (Прилоус, 2013).

Для правильного моделирования суффозионного процесса необходимо соблюсти три условия (Ломтадзе, 1971). Первое условие определяется структурно-текстурными особенностями пород. Для моделирования процесса используется карбонатная мука рыхлого сложения с включениями обломков исходных карбонатных пород, где коэффициент неоднородности достигает значения от 1.0 до 24.0. Второе условие характеризует движущую силу этого процесса: частицы заполнителя могут начать перемещение между частицами скелета суффозионного грунта только тогда, когда скорость фильтрации через него воды достигнет некоторой величины. Третье условие требует существования возможности транспортировки частиц заполнителя в расширенную трещину (полость-приемник).

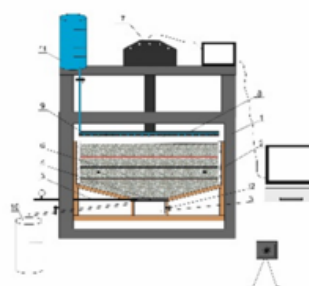
Моделирование процесса суффозии проводили на оборудовании, сконструированном кафедрой общей геологии и гидрогеологии ИГиНГТ (патент № 2022110200 от 15.04.2022 МПК-2022.01 G01N 3/10 «Устройство для определения суффозионной устойчивости и деформационных свойств грунтов и способ его использования»). На сконструированном оборудовании моделировали инженерную задачу по изучению напряженного деформированного состояния специфических карбонатных грунтов, залегающих на трещиноватом скальном массиве под воздействием внешней нагрузки.

Отличием установки от аналогичных является то, что моделирование процесса суффозии на трещиноватом скальном массиве производится в экспериментальном лотке больших

размеров (1 м х 1 м х 0.25 м), в нижней части которого имеется раздвижная полая щель с возможностью плавного изменения ширины ее раскрытия в процессе эксперимента без прерывания процесса фильтрации, представленная на рисунке 1.



А



Б

Рис. 1. Внешний вид (А) и схема (Б) устройства для определения суффозионной устойчивости грунтов:

Рисунок 1. Внешний вид (А) и схема (Б) устройства для определения суффозионной устойчивости грунтов: 1 – рабочая прозрачная камера; 2 – суффозионный лоток; 3 – прозрачный грунтоборник; 4 – раздвижная полая щель; 5 – регулятор раскрытия щели; 6 – исследуемый грунт; 7 – электромеханическое вертикальное нагружающее устройство; 8 – нагрузочный штамп; 9 – система капельного полива; 10 – мерная емкость; 11 – напорный бак; 12 – датчик мутности.

Таким образом, в процессе эксперимента для грунтов различного гранулометрического состава имеется возможность инструментальной фиксации двух величин – начальной ширины раскрытия трещины t_0 , соответствующей активизации суффозионного выноса самых мелких частиц, и критической ширины раскрытия t_{cr} , при достижении которой процесс суффозии приобретает незатухающий характер.

Эксперименты показали, что процесс суффозии начинается в зоне контакта дисперсных элювиальных грунтов с входом в "карстовую полость-или расширенную трещину. Мелкие частицы несвязного суффозионного грунта, перемещаемые фильтрационным потоком, попадают в расширенную трещину (полость-приемник). Их движение зависит от скорости фильтрационного потока, которая возрастает по мере приближения к входу в эту полость. Когда фильтрационный поток достигает достаточной скорости, начинается развитие суффозионного процесса внутри четко ограниченной зоны. По мере дальнейшего роста скорости потока эта зона увеличивается в размерах. Изменение выноса частиц фиксируется датчиком вертикальной нагрузки, показания которого резко начинают изменяться, фиксируя начало суффозионного процесса (Латыпов и др., 2022).

Следует отметить, что разрушение дисперсных пород напрямую зависит от гранулометрического состава, раскрытия трещины и иногда может носить затухающий характер в виде

кольматации. В массиве суффозионного грунта, можно наблюдать формирование условных зон, где меняется гранулометрический состав массива. Первая зона расположена в относительной близости к полости-приемнику и представлена грунтами, гранулометрический состав которых был заметно изменен суффозионным процессом (грунт стал более однородным 25%). Вторая зона находится непосредственно у входа в полость приемник. В ней гранулометрический состав грунтов радикально изменен суффозией и характеризуется практически полным отсутствием заполнителя, а также высокой степенью однородности. Фактически грунты этой зоны перестают быть суффозионными.

В таблице 1 приведены осредненные результаты обработки параметров гранулометрического состава карбонатной муки и рассчитываемых на их основе величин по методике ПНИИС.

Таблица 1. Общая сводка результатов суффозионности грунтов бесструктурного элювия.

Cu	Размер частиц d, mm				$d_{5\%}/d_{17\%}$	N	C	$d_{0\max}$, мм	$d_{ci\max}$, мм	t_0 , мм	t_{cr} , мм
	d_5 , мм	d_{10} , мм	d_{17} , мм	d_{60} , мм							
0.0-2.0	0.15	0.17	0.23	0.33	0.66	0.03	0.15	0.04	0.03	0.1	0.4
2.0-4.0	0.11	0.12	0.15	0.38	0.70	0.05	0.24	0.05	0.04	0.1	0.4
4.0-6.0	0.08	0.12	0.19	0.64	0.41	0.09	0.41	0.13	0.10	0.2	0.4
6.0-8.0	0.18	0.21	0.25	1.60	0.72	0.13	0.31	0.24	0.20	0.2	0.4
8.0-10.0	0.03	0.11	0.16	1.50	0.19	0.27	1.02	0.53	0.44	0.4	1.0
10.0-12.0	0.05	0.12	0.18	1.70	0.29	0.29	1.09	0.64	0.49	0.5	1.1
12.0-14.0	0.04	0.12	0.14	2.00	0.29	0.36	1.20	0.67	0.51	0.5	1.2
14.0-16.0	0.03	0.08	0.10	1.50	0.30	0.42	1.44	0.59	0.46	0.6	1.4
16.0-18.0	0.03	0.07	0.11	1.65	0.27	0.59	1.81	1.00	0.77	0.7	1.3
18.0-20.0	0.03	0.10	0.11	2.80	0.27	0.76	2.15	1.25	0.95	0.9	1.4
20.0-22.0	0.10	0.13	0.20	2.80	0.49	0.52	1.65	1.53	1.18	0.9	2.0
22.0-24.0	0.10	0.16	0.25	3.10	0.40	0.44	1.49	1.58	1.21	1.1	2.1
24.0-26.0	0.03	0.13	0.15	3.50	0.20	0.72	2.06	1.70	1.30	1.2	2.0
26.0-28.0	0.10	0.14	0.16	4.00	0.63	0.78	2.19	2.07	1.60	1.5	2.2
28.0-30.0	0.08	0.16	0.18	4.7	0.44	0.82	2.25	2.46	1.89	1.5	2.4

Видно, что условие $\frac{d_{5\%}}{d_{17\%}} \geq N$ выполняется для грунтов с коэффициентом неоднородности Cu менее 8. Диапазон Cu = 8 – 10 можно считать переходным между суффозионно устойчивыми и суффозионно неустойчивыми грунтами. Это хорошо коррелируется и с результатами модельных исследований в экспериментальной установке. Для грунтов с коэффициентом неоднородности более 8 наблюдается более чем двукратный рост значения как начальной ширины раскрытия трещины t_0 , так и критической ширины раскрытия t_{cr} . Как можно видеть из таблицы 1, для этого диапазона также характерно резкое изменение диаметра наибольшего фильтрационного хода в грунте $d_{ci\max}$ с 0.20 в предыдущем диапазоне до 0.44. Далее

вплоть до грунтов с коэффициентом неоднородности менее 16 это изменение имеет незначительный характер. А для грунтов с $C_u = 16 - 24$ параметр $d_{ci\max}$ отличается от значений в диапазоне $C_u = 10 - 16$ в 2–4 раза. Результаты экспериментальных исследований показали, что существенное изменение критической ширины раскрытия трещины t_{cr} наблюдается лишь для грунтов с коэффициентом неоднородности более 20.

Карстово-суффозионные провалы представляют собой опасный геологический процесс, который может привести к образованию зон разуплотнения несвязных дисперсных грунтов, за счет выноса мелких частиц грунта в карстовые трещины и полости. Моделирование инженерной задачи позволило уточнить при каком гранулометрическом составе карбонатной муки и трещиноватости массива возможно развитие суффозионного процесса. Использование датчиков вертикальной нагрузки, помогают зафиксировать начало проявления суффозионного выноса с учетом фильтрационного потока и вертикальной нагрузки. Таким образом, строительство на специфических грунтах требует специального подхода и учета всех возможных факторов, связанных с изменениями устойчивости грунтового основания.

Список литературы

- Латыпов А.И., Гараева А.Н., Лунева О.В., Королев Э.А.* Интегральная оценка суффозионной опасности территории Бугульминского плато Бугульминско-Белебеевской возвышенности // Геоэкология. - 2022. - №6. – С. 37-46.
- Ломтадзе В.Д.* Инженерная геология. Инженерная геодинамика: учебник для вузов по специальности «Гидрогеология и инженерная геология». – Ленинград: Недра, 1971. – 478 с.
- Прилоус Б.И.* О введении понятия представительного объемного элемента в теорию структурированного континуума //ИНТЕРЭКСПО ГЕО-СИБИРЬ. Т. 2 (2). 2013. С. 115-120
- Рекомендаций по оценке инженерно-геологических свойств элювия карбонатных грунтов и учету их изменения при строительстве.-М.: ПНИИИС,1986. 32 с.

ФАЦИАЛЬНОЕ СТРОЕНИЕ ПРОДУКТИВНЫХ ПЛАСТОВ СУХОДУДИНСКОЙ СВИТЫ МЕССОЯХСКОГО ВАЛА

Селиванова А.О.^{1*}, Васильева К.Ю.¹, Генераленко О.С.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *Selivanova.alena@inbox.ru

²ООО «Газпромнефть НТЦ», наб. реки Мойки, 75-79, Санкт-Петербург, 190000, Россия

Рассматриваемое в настоящей работе месторождение нефти и газа расположено в пре-

делах Мессояхского вала Ямало-Ненецкого автономного округа (Гыданский полуостров). Платформенный чехол сложен различными терригенными отложениями. В данной работе приводится фациальная характеристика целевого пласта БУ₈ (мощность - 40 м) суходудинской свиты (нижний валанжин - нижний готерив). Целью работы было составление фациальных карт по поверхности кровли данного горизонта и выявление его литологической неоднородности. Для этого был проведен комплексный анализ, включающий описание керна на 3 скважин, фотографий керна и данных ГИС по 22 скважин, а также сопоставление полученных данных со структурными поверхностями, полученными исходя из интерпретации сейсмических данных.

В рассматриваемом пласте было выделено 3 фации, которые формировались в условиях приливо-отливных отмелей. Первая фация (рис. 1а, 1б, 1в) – отложения приливо-отливных глинистых отмелей, которые сложены чередованием глинистых алевролитов, аргиллитов и тонко-мелкозернистых песчаников. В разрезах скважин отмечается тренд увеличения зернистости снизу вверх от глинистых алевролитов до мелкозернистых песчаников, что связано с формированием отложений в мелководно-морской части шельфа под воздействием речного сноса с возвышенности (Танинская и др., 2021). Гидродинамика была низкой, что привело к образованию тонких отложений (Плюснин и др., 2019).

Фация песчано-глинистых приливо-отливных отмелей (рис. 1г, 1д, 1е) формировались при накоплении песчаников каналов в изменчивых гидродинамических условиях при периодической смене направления потока во время приливо-отливных колебаний уровня моря. Передвижение обломочного материала по каналам привело к сортировке песчаников и их высокой зрелости. Глинистый материал присутствует в виде интракластов (Плюснин и др., 2019).

Формирование фации песчаников флювиального русла с влиянием приливо-отливных процессов (рис. 1ж, 1з, 1е) первоначально происходит в результате работы рек и потоков, которые переносят и откладывают песок и другие нерастворимые осадки в долине, далее под влиянием приливо-отливных процессов происходит изменение уровня моря и скорости потока в руслах, о чем свидетельствуют глинистые намывы (Плюснин и др., 2019).

Также для интерпретации данных использовались кривые каротажа самопроизвольной поляризации (ПС) и гамма-каротажа (ГК) (рис. 2). Фации приливо-отливных глинистых и песчано-глинистых отмели, выделяется на каротаже единой фацией FP, в связи с незначительным влиянием песчаников на фильтрационные свойства породы. Фация FP характеризуется аномалиями в зоне положительных отклонения ПС. Кривая ГК находится в зоне положительных значений.

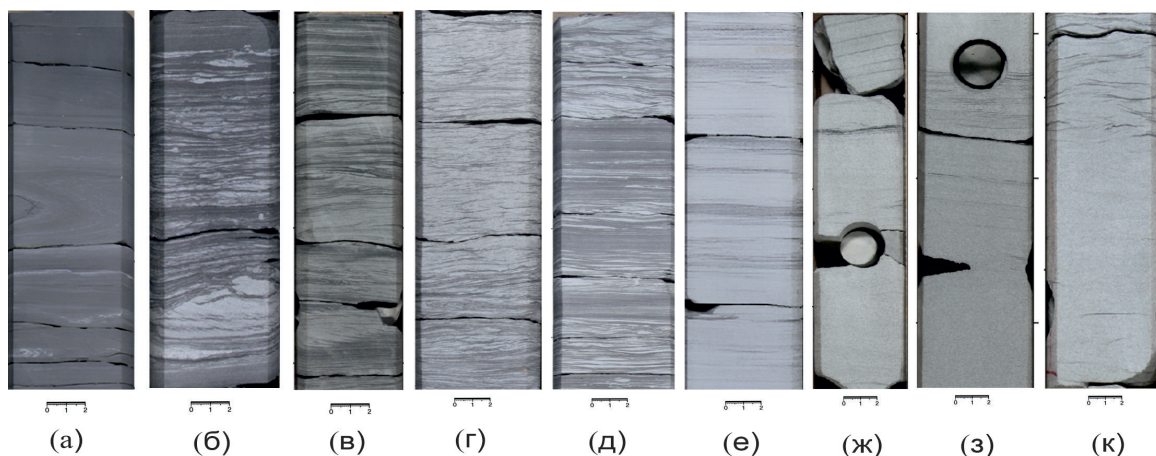


Рисунок 1. Фотографии фрагментов керна с отложениями: (а-в) – глинистой приливо-отливных фации; (г-е) – песчано-глинистой приливо-отливной фации; (ж-к) – песчано-глинистой приливо-отливной фации.

Фация песчаников флювиальных русел (TFCh) характеризуется аномалиями, расположенными в зоне отрицательных отклонений ПС. Аномалии ГК находятся в зоне отрицательных отклонений (рис. 2).

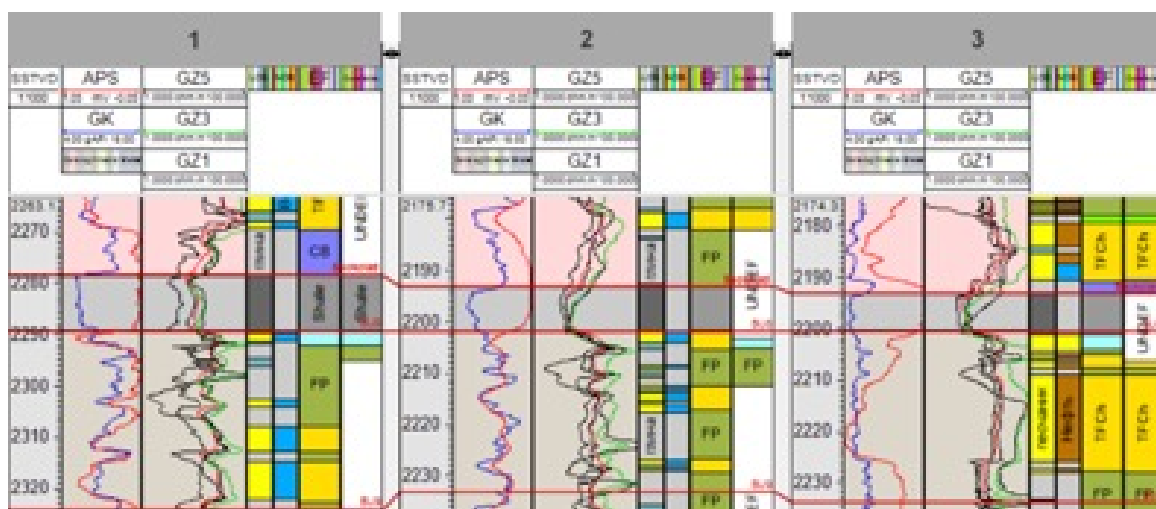


Рисунок 2. Каротажные данные скважин, с использованием методов каротажа самопроизвольной поляризации (PS) и гамма-каротажа (GK) с выделением фаций и электрофаций.

Анализ разрезов скважин показывает, что для данного слоя характерно постепенное увеличение глубины бассейна - с континентальных обстановок приливо-отливных отелей на фации проксимальной дельты с песчаным осадконакоплением. Улучшенными коллекторскими свойствами, а также наибольшими значениями вероятности обнаружения эффективных коллекторов характеризуются отложения флювиальных русел (Вакуленко, Ян, 2009). Таким образом, именно они являются целевыми в пределах данного слоя и потенциально содержат углеводороды.

Комплексирование данных литологии, каротажа и структурных карт поверхностей пла-

ста БУ₈ в программе Isoline была составлена палеогеографическая схема на время конца осадконакопления данного пласта (рис. 3). Построенная палеогеографическая схема предполагает, что на юге – юго-востоке территории находилась прибрежная равнина, в пределах которой накапливались тонкие мелкозернистые глинисто-алевролитовые отложения с косой и линзовидно-волнистой слоистостью. В это время на севере – северо-западе находилась дельтовая равнина, на которой накапливались песчаники (потенциальные тела коллекторов) в пределах временных или постоянных флювиальных каналов, которые разделялись отме-лями с накоплением более тонких слабопроницаемых глинисто-алевритовых осадков.

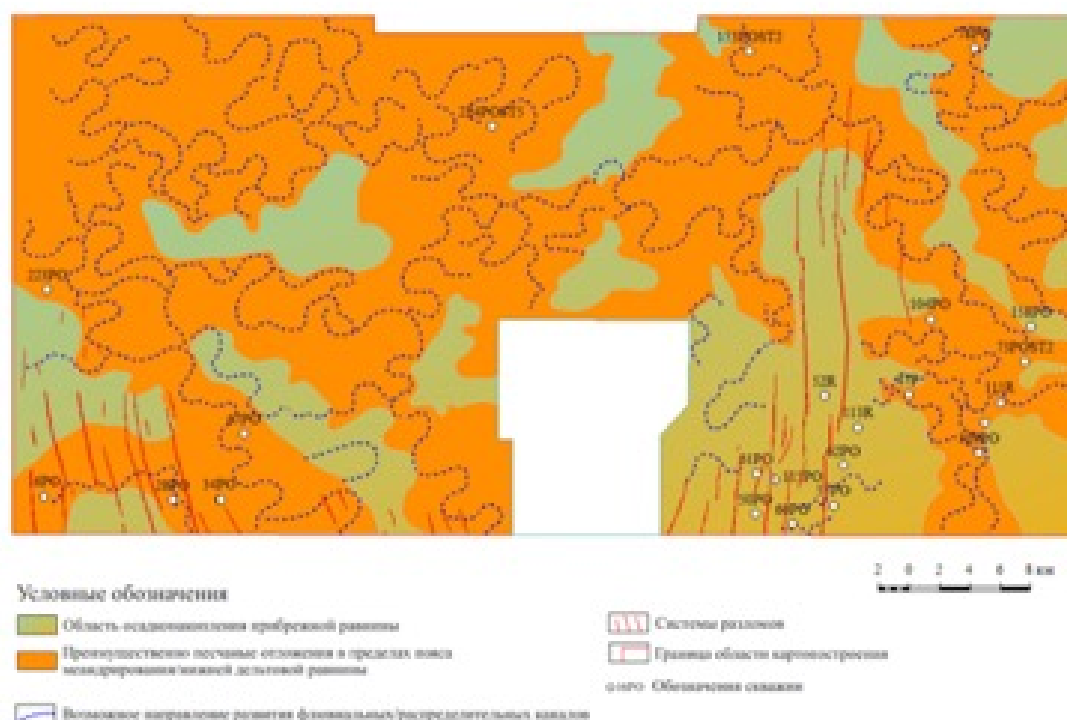


Рисунок 3. Фациальная схема на завершение формирования пласта.

Список литературы

- Вакуленко Л.Г., Ян П.А. Седиментогенез нефтеносного горизонта Ю2 и его значение при поисках и разведке залежей углеводородов // Известия Томского политехнического университета. Наука о Земле. 2010. Т. 316. № 1. С. 61-66.
- Плюснин А.В., Неделько О.В., Вилесов А.П., Черепкова А.А., Максимова Е.Н. Секвенс-стратиграфическая модель непской и тирской свит венда центральной части Непского свода (Непско-Ботуобинская антеклиз, Сибирская платформа) // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2019. — № 14.
- Танинская Н.В., Шиманский В.В., Раевская Е.Г., Васильев Н.Я., Низяева И.С., Нугуманова А.А., Бирин М.В., Гиздатуллина И.И. Фациально-палеогеографические реконструкции валанжин-

готеривских отложений нижнего мела гыданского полуострова и западной части енисей-хатангского регионального прогиба // Нефтегазовая геология. Теория и практика. — 2021. — № 16.

АУТИГЕННЫЙ КАОЛИНИТ БАЖЕНОВСКОЙ СВИТЫ ЗАПАДНО-КВЕНЗЕРСКОЙ ПЛОЩАДИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Скоморохова А.Д.^{1,2*}, Эдер В.Г.¹, Замирайлова А.Г.³, Рыжкова С.В.³

¹Геологический институт РАН, Пыжевский пер, 7, стр.1, Москва, 119017, Россия,
*annaskom@yandex.ru

²Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва,
119991, Россия

³Институт нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, пр. Академика Коптюга,
3, Новосибирск, 630090, Россия

В настоящее время процессы преобразования вещественного состава черносланцевых осадочных последовательностей в катагенезе, которые в большинстве случаев являются «нетрадиционными» коллекторами, остаются малоизученными. То же касается и факторов, способствующих изменению коллекторских свойств пород при интенсификации генерации углеводородов по мере погружения толщи. В значительно большей степени в научной литературе эти вопросы освещены для песчаных пород (Marfil et al., 2003; Крупская и др., 2006 и др.). В настоящей работе детально рассмотрены свидетельства постседиментационных преобразований тонкозернистых пород верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты Западной Сибири, расположенной на Западно-Квензерской площади в Нюрольской мегавпадине (Томская обл.). Интерес представляет тот факт, что этот разрез содержит нефтенасыщенный интервал, что является редким явлением для рассматриваемых отложений в этом районе. Целью работы являлось изучение закономерностей постседиментационных преобразований пород баженовской свиты Западно-Квензерской площади, в частности особое внимание уделено особенностям распространения, морфологии и генезису широко распространённого в этом разрезе аутигенного каолинита. Для решения поставленных задач проводилось изучение: шлифов пород в поляризационном микроскопе (Olympus BX60, ИНГТ СО РАН и CX-40, ГИН РАН); образцов в сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) при помощи метода электронно-зондового микроанализа с использованием энергодисперсионного спектрометра TEXCAN MIRA (ИГМ СО РАН) и MV 2300 (ГИН РАН); состава глинистых минералов методами рентгенодифрактометрического анализа ориентированных препаратов глинистой фракции (разм. <0.002, выделенной методом отмучивания) на дифрактомет-

рах ДРОН–3 и ДРОН–4 (ИГМ СО РАН) и D8 Advance Bruker (ГИН РАН). Для названия пород использовалась классификация А.Э. Конторовича и соавторов (2016). Особенности вещественного состава верхнеюрско-нижнемеловой баженовской свиты юго-востока Западно-Сибирского осадочного бассейна изучены в существенно меньшей степени, чем разрезы центральной части. Последние исследования (Эдер и др., 2022) показали, что они отличаются по составу и строению. На Западно-Квензерской площади баженовская свита залегает в интервале глубин 2790–2815.5 м, подстилает ее георгиевская свита (рис. 1). В изучаемых породах степень преобразованности органического вещества (ОВ) соответствует градации $МК_1^2$ ($R^{\circ}=0.76$) (Фомин, 2014). Особенности литолого-геохимического состава были изучены ранее (Эдер и др., 2022). Баженовская свита на Западно-Квензерской площади представлена четырьмя пачками. Пачка 1 (3.5 м) представлена микститами глинисто-кремнистыми, кероген глинисто-кремнистыми, с единичными доломитизированными прослоями. Пачка 2 (8 м) состоит из силицитов керогеновых, микситов кероген-глинисто-кремнистых и глинисто-кремнистых, с редкими доломитизированными прослоями. Пачка 3 охарактеризована керном только в подошвенной части (нижние 2 м) и представлена микститами кероген-глинисто-кремнистыми. Пачка 4 охарактеризована керном только в кровельной части, в которой она сложена микститами кероген-кремнисто-глинистыми. Нефтенасыщенный интервал, расположенный в средней части разреза (2801–2808 м, пачка 3 и верхняя часть пачки 2), выделен по результатам испытания скважины на приток (слабое фонтанирование после гидроразрыва пласта), проведенных в 2014 г. (Рыжкова и др., 2022). По результатам изучения шлифов пород, обнаружено, что в этом интервале аутигенный каолинит составляет 3–7 об.% и выполняет пустотное пространство, образованное на месте растворения остатков радиолярий округлой или овальной формы (0.05–0.1 мм) (рис. 1). Некоторые радиолярии замещены карбонатными минералами, частично (по контуру) или полностью пиритизированы. Наблюдается частая ассоциация каолинита с ОВ. В интервале разреза, где нефтенасыщение отсутствует, аутигенная каолинитизация остатков радиолярий распространена не так широко, как карбонатизация, и составляет 1–4 об. В ряде случаев, отмечается присутствие аутигенного каолинита в тонких слойках (около 0.1 мм), расположенных под углеродистыми слойками, насыщенными линзочками ОВ. Встречаются случаи выполнения выщелоченных остатков радиолярий каолинитом и кальцитом совместно. Достаточно часто отмечается ассоциация каолинита с пиритом, выполняющим реликты радиолярий целиком или их контур. Исследование пород в СЭМ показало, что наблюдаются два типа микроструктур каолинита в полостях, образованных в результате выщелачивания радиолярий: вермикулярная и «карточный домик» (см. рис. 1(II,III)). В интервале без нефтепроявлений каолинит выполняет пустоты совместно

с ОВ или пиритом, реже кальцитом или доломитом. Здесь имеет место вермикулярная микроструктура (см. рис. 1(III)), с четкими разноразнонаправленными колоннами, длиной 4-20 мкм, состоящими из расположенных параллельно друг другу микрокристаллов – полисинтетических двойников (толщина 0.2-0.4 мкм, длина в поперечном срезе 2-6 мкм). В нефтеносном интервале каолинит отличается микроструктурой типа «карточный домик» (см. рис. 1(II)), характеризующейся незакономерной ориентировкой кристаллов друг относительно друга, и часто ассоциируется с ОВ.

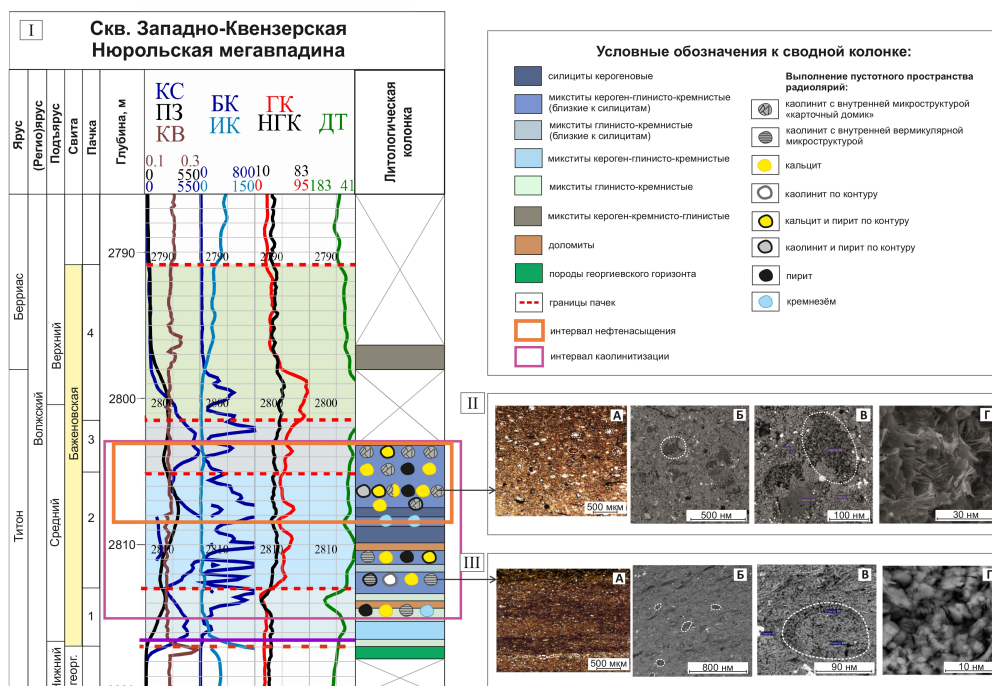


Рисунок 1. Литолого-геофизическая характеристика баженовской свиты скв. Западно-Квензерская; I - сводная колонка скважины; II - пустотное пространство, заполненное аутигенным каолинитом (белый пунктир) с микроструктурой «карточный домик» в микститах кероген-глинисто-кремнистых, глубина 2805.86 м; III - пустотное пространство, заполненное аутигенным каолинитом (белый пунктир) с вермикулярной микроструктурой в микститах кероген-глинисто-кремнистых, глубина 2811.93 м; А - фотография шлифа; Б-Г - фотографии образцов пород в СЭМ.

Согласно И.Н. Ушатинскому (1978) в нефтенасыщенных песчаниках степень совершенства структуры и морфологии каолинита в целом ниже, чем в водоносных, что связывается с тормозящим аутигенез влиянием углеводородов. В случае с аутигенным каолинитом тонкозернистых кероген-глинисто-кремнистых пород баженовской свиты наблюдается сходная ситуация, а, именно, в интервалах с нефтепроявлениями степень совершенства микроструктуры (упорядоченности кристаллов) аутигенного каолинита ниже, вследствие интенсификации генерации УВ и затруднения циркуляции растворов. Таким образом, в результате изучения особенностей каолинитизации баженовской свиты юго-востока Западно-Сибирского осадочного бассейна сделаны выводы о том, что в большинстве случаев каолинит выполня-

ет пустотное пространство, образованное за счет растворения радиоларий. Выявлено, что аутигенный каолинит в интервале без нефтепроявлений отличается хорошо упорядоченной вермикулярной микроструктурой, в то время как каолинит нефтенасыщенного интервала имеет менее совершенную микроструктуру типа «карточный домик». Предполагается, что относительно широкое распространение каолинита, характеризуемого микроструктурой типа «карточный домик», наряду с катагенетической доломитизацией и пиритизацией, может использоваться в качестве дополнительного признака нефтеносных интервалов баженовской свиты.

Работа выполнена при финансовой поддержке проектов Минобрнауки России (госзадание) № 123032400064-7, FWZZ-2022-0007 и FWZZ-2022-0004.

Список литературы

- Конторович А.Э., Нестеров И.И., Салманов Ф.К., Сурков В.С., Трофимук А.А., Эрвье Ю.Г. Геология нефти и газа Западной Сибири / М.: Недра, 1975. – 680 с.
- Конторович А.Э., Ян П.А., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Эдер В.Г. Классификация пород баженовской свиты // Геология и геофизика, 2016. Т. 57. № 11. С. 2034-2043.
- Крупская В.В., Калмыков Г.А., Ревва М.Ю., Хотылев О.В. Влияние процессов образования аутигенных глинистых минералов терригенных пород на их коллекторские свойства (на примере пород Вартовского свода) // Литология и полезные ископаемые, 2006. № 3. С. 250-257.
- Решение 6-ого межведомственного стратиграфического совещания по рассмотрению и принятию уточненных стратиграфических схем мезозойских отложений Западной Сибири, СНИИГГМС, ИГНГ СО РАН, Новосибирск, 2004.
- Рыжкова С.В., Замирайлова А.Г., Костырева Е.А., Сотнич И.С., Фомин М.А., Эдер В.Г. Характеристика продуктивного интервала баженовской свиты в юго-восточных районах Западной Сибири (на примере Западно-Квензерской площади) // Нефтегазовая геология. Теория и практика, 2022. Т.17. №4. С. 1-18.
- Ушатинский И.Н., Зарипов О.Г. Минералогические и геохимические показатели нефтегазоносности мезозойских отложений Западно-Сибирской плиты / Свердловск: Средне-Уральское издательство, 1978. – 208 с.
- Фомин А.Н. Факторы катагенеза органического вещества в юрских отложениях Западно-Сибирского мегабассейна // Геология нефти и газа, 2014. № 1. С. 127–133.
- Эдер В.Г., Рыжкова С.В., Дзюба О.С., Замирайлова А.Г. Литостратиграфия и обстановки седиментации баженовской свиты (Западная Сибирь) в центральном, юго-восточном и северном

районах ее распространения // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2022. Т. 30. № 5. С. 46–74.

Marfil R., Delgado F., Rossi C., La Iglesia F., Ramseyer K. Origin and diagenetic evolution of kaolin in reservoir sandstones and associated shales of the Jurassic and Cretaceous, Salam Field, Western Desert (Egypt) // *Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ.* 2003. № 34. P. 319–342.

АНАЛИЗ ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕФТЕГАЗОВЫХ КОМПЛЕКСОВ АЗОВО-ЧЕРНОМОРСКОГО БАССЕЙНА

Слободенко Е.Е.*, Головинов В.А., Панина О.В.

Кубанский государственный университет, ул. Ставропольская 149, Краснодар, 350040, Россия,

*Slobodenko04@bk.ru

В настоящее время растущие потребности России в углеводородном сырье обуславливают необходимость в укреплении и расширении ресурсной базы нефтегазового комплекса. К числу перспективных территорий в пределах юга России, способных в ближайшее время обеспечить высокие темпы прироста запасов углеводородного сырья, можно отнести акватории российского сектора Черного и Азовского морей, а также их транзитные зоны (Долинский, 2007).

Поэтому, актуальность данной работы заключается в изучении Черноморского нефтегазового комплекса и поиска перспективных участков с целью дальнейшей разведки и эксплуатации нефтегазовых месторождений в пределах данной территории

Как известно, в строении осадочного чехла шельфов и обрамлений Черного и Азовского морей принимают участие породы от кембрия до кайнозоя, общая мощность разреза возрастает в сторону акватории и изменяется от нуля на Украинском щите, Приазовском, Дзирульском, Добруджинском и других выступах до 12–14 км во впадине Черного моря (Долинский, 2007). В породах осадочного чехла ранее учеными выделено несколько крупных комплексов, объединенных некоторым сходством их строения: близким или закономерно изменяющимся составом, границами распространения и подобным структурным планом. Комплексы соответствуют следующим основным этапам геологического развития: докембрийскому, палеозойскому, триасово-юрскому, раннемеловому, позднемеловому, палеоцен-эоценовому, олигоцен-раннемиоценовому (майкопскому) и среднемиоцен-антропогеновому. Стратиграфическая полнота чехла на отдельных участках территории непостоянна и зависит от времени консолидации фундамента, а его мощность возрастает неравномерно, что связано со сложной историей развития региона. Однако близкий состав пород и общность комплексов

фауны в его пределах свидетельствуют о существовании единого бассейна седиментации почти в каждый век его истории (Буштар и др., 1979).

В среднем миоцене выделяется тарханский, чокракский, караганский и конкский горизонты. Тарханский горизонт представлен песчано-глинистыми отложениями с богатой планктонной микрофауной и прослоями мергелей, переполненных характерными для него моллюсками. На основе ранее полученных данных (Буштар и др., 1979) автором была создана схема распространения миоценового комплекса, что показано на рисунке 1.

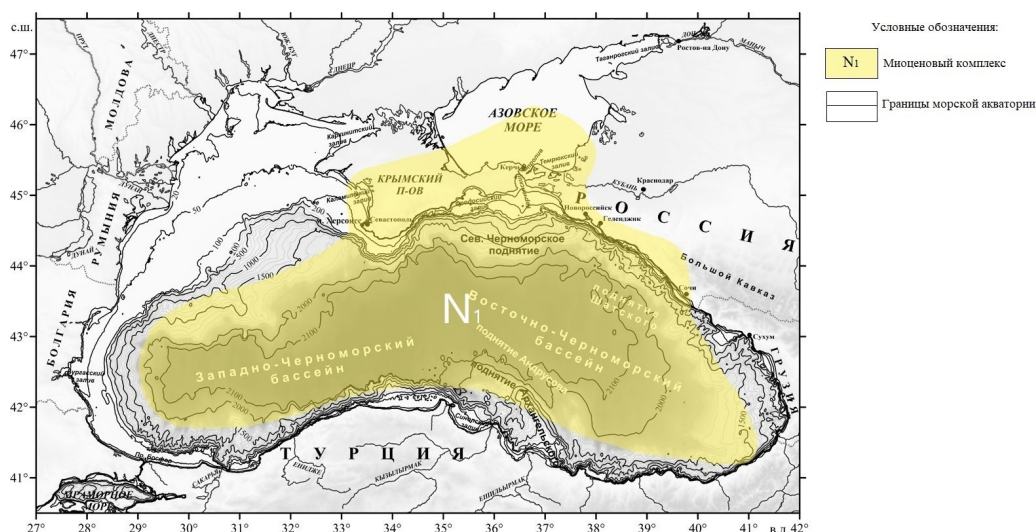


Рисунок 1. Миоценовый комплекс (составлено автором с использованием материалов Буштар и др., 1979).

В обрамлениях Черного и Азовского морей нижнемеловой комплекс распространен широко, хотя и не повсеместно. Вблизи горных массивов отложения низов нижнемелового комплекса тесно связаны с юрскими и слагают предгорные прогибы, на платформах эти отложения залегают с разрывом и угловым несогласием, трансгрессивно перекрывая все нижележащие отложения вплоть до докембрийского фундамента. Представлены они глинисто-терригенными и вулканогенными образованиями, состав которых закономерно изменятся снизу вверх от более к менее грубому (Хортов, Непрочнов, 2006). На основе ранее полученных данных (Буштар и др., 1979) вторым была создана схема распространения нижнемелового комплекса на рисунке 2.

Для верхнемелового комплекса характерны преимущественно карбонатный состав и заметная тенденция к постепенному сокращению границ распространения отложений от нижних ярусов к верхним. Примером может послужить одесское месторождение оно представлено терригенными и карбонатными породами мела, запасы окончательно не подсчитаны. На основе ранее полученных данных (Буштар и др., 1979) вторым была создана схема распространения верхнемелового комплекса на рисунке 3.

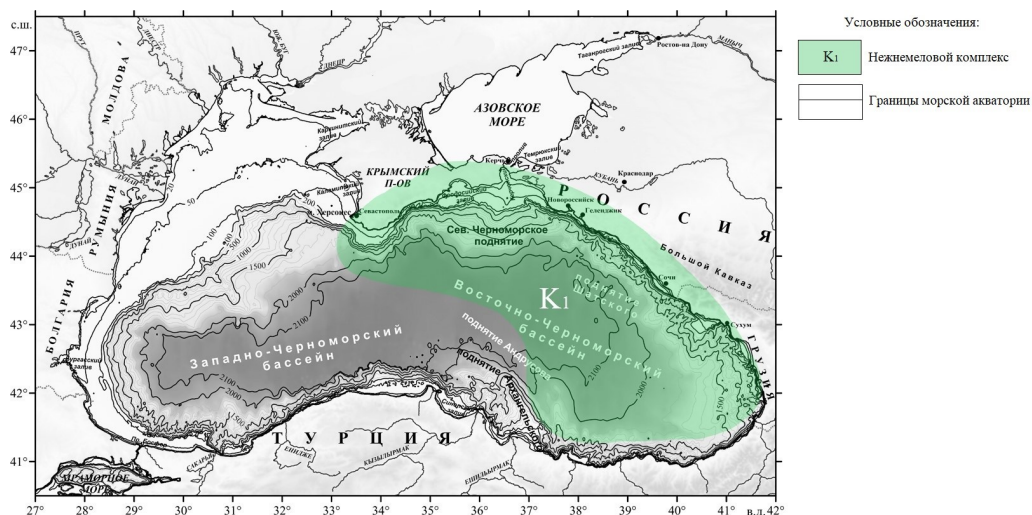


Рисунок 2. Нижнемеловой комплекс (составлено автором с использованием материалов Буштар и др., 1979).

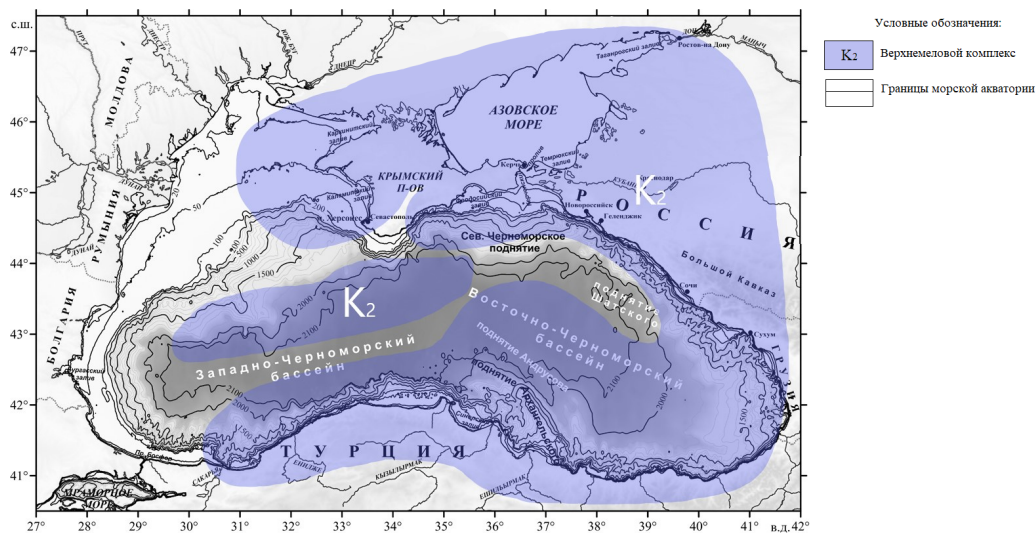


Рисунок 3. Верхнемеловой комплекс (составлено автором с использованием материалов Буштар и др., 1979).

Отложения палеоцена в обрамлении Черного моря распространены главным образом в северной и восточной частях, а именно в Пруг-Днестровском междуречье, в равнинном Крыму и в предгорьях Горного. Крыма, вдоль всего побережья Кавказа. палеоцен-эоценовый комплекс известняками и мергелями, реже глинами и песчаниками, а в юго-восточных районах также и вулканогенными образованиями (Туголесов и др., 1985). Мощность пород палеоцена и эоцена в большей части районов не превышает 500 м, а в наиболее прогнутых зонах достигает 1500–2000 м (Сенин, Хортов, 2013).

В целом, анализ геологических особенностей территории позволил сделать вывод, что перспективы нефтегазоносности Черноморского нефтегазового бассейна (НГБ) связаны со всеми литолого-стратиграфическими комплексами осадочного чехла. Промышленные скопления углеводородов выявлены учеными в отложениях верхнего и нижнего мела, несколько

залежей нефти приурочено к отложениям палеоценового возраста. С майкопскими и палеоценовыми отложениями связано несколько залежей таза, в том числе и первое морское газовое месторождение Голицына. Непромышленные скопления нефти и газа известны в отложениях неогена, а в карбонатном комплексе девона установлена небольшая залежь нефти. Палеозойские отложения развиты в западной части Северо-Черноморского НГБ. Значительная мощность этих отложений 4-5 км, наличие в них проявлений и небольших скоплений нефти и газа указывают на их возможную нефтегазоносность. Нижняя часть палеозоя (кембрий, ордовик, силур) мощностью около 2 км представлена песчаниками, известняками и аргиллитами с прослоями доломитов. Характер распространения этих пород в Днепровско-Прутском междуречье указывает, что в подобных фациях они, вероятно, развиты и в пределах всей западной акваториальной части рассматриваемого НГБ. Коллекторские свойства отложений нижнего палеозоя различны, в кавернозных и трещиноватых породах силура отмечено наличие ряда проницаемых горизонтов, пористость которых изменяется от 3 до 20%. Рассматриваемые отложения повсеместно перекрыты глинисто-аргиллитовой толщей нижнего девона (мощность до 1 км), являющейся региональным флюидоупором (Сенин и др., 2009).

Таким образом, на основе анализа фондовых материалов, а также современных геолого-геофизических данных можно выделить наиболее перспективные части в Черноморском НГБ. Самым перспективным является комплекс нижнего мела, обладающий наибольшей плотностью прогнозных запасов, за ними по степени перспективности следуют отложения верхнего мела – палеогена, майкопа. Менее перспективны - отложения девонского, каменноугольного и неогенового литолого-стратиграфических комплексов.

Список литературы

- Буштар М.С., Бобылев В.В., Гарленко И.А.* Геология и нефтегазоносность шельфов Черного и Азовского морей / Под ред. Ю.Б. Казмин. – Л.: Недра, 1979. – 184 с.
- Долинский И.Г.* Закономерности распространения нефтегазоносных комплексов и ловушек в акватории черного и азовского морей (Российский сектор). Диссертация докт. геол.-мин. наук Ставрополь.: Изд-во СевКавГТУ, 2007. 213 с.
- Сенин Б.В., Хортов А.В.* Нефтегазоперспективные объекты северо-востока Черного моря / Oil&Gas Journal Russia, 2009. – С. 48-53.
- Сенин Б.В., Леончик М.И., Хортов А.В.* Новые данные о глубинной структуре Черноморской впадины / Актуальные проблемы развития ТЭК регионов России и пути их решения: сб. трудов науч. конф. – Геленджик: ГНЦ «Южморгеология», 2013. – 128 с.

Туголесов Д.А., Горшков А.С., Мейснер Л.Б., Соловьев В.В., Хахалев Е.М. Тектоника мезокайнозойских отложений Черноморской впадины / М.: Недра, 1985. – 215 с.

Хортов А.В., Непрочнов Ю.П. Глубинное строение и некоторые вопросы нефтегазоносности южных морей России / Океанология. – 2006. – 122 с.

ОЦЕНКА СТРУКТУРНЫХ ХАРАКТЕРИСТИК ТЕКТОНИЧЕСКИХ ЗОН СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ ЛИСТА КАРТЫ Q-58 НА ОСНОВЕ АЗИМУТАЛЬНЫХ ПРОЕКЦИЙ

Сусликова О.И.^{1,2*}, Сычев С.Н.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *st087996@student.spbu.ru

²Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Средний пр. 74, Санкт-Петербург, 199106, Россия

Изучаемая территория расположена в северо-восточной части зоны сочленения Корьяско-Камчатской и Верхояно-Чукотской складчатых систем и охватывает северную половину листа Q-58, а именно листы Q-58-I-XVIII. На участок попадают Алазейско-Олойская, Южно-Ануйская и Чукотская складчатые системы, а также участки Охотско-Чукотского вулканоплутонического пояса (Государственная ..., 2019). В данной работе представлен результат разделения исследуемой территории на зоны по тектоническим (структурным) признакам (рис. 1) в ходе анализа карты. Для каждой зоны по элементам залегания построены и проинтерпретированы азимутальные проекции (общее количество элементов залегания – 1316, из которых 16 представляют собой опрокинутое залегание). Все азимутальные проекции построены в нижней полусфере с использованием равноплощадной сетки Шмидта.

Целью данной работы является уточнение структурно-геологического строения территории на основе интерпретации элементов залегания на азимутальных проекциях, построенных по выделенным на основе тектонических признаков зонам.

Алазейско-Олойская складчатая система включает в себя Яблонский блок, который территориально разделяет площадь на 2 зоны: западную и восточную. Каждая из них по структурным признакам делится на 3 и 2 части соответственно (рис. 1).

Северная часть западной зоны (1) является пологой складкой с углом между крыльями 150-160° (рис. 2-1). Падение шарнира субгоризонтальное юго-восточное (азимут падения 107°, угол 3°). Южная часть (2) характеризуется иным структурным рисунком с более крутыми углами падения: это закрытая линейная антиклинальная складка с ассиметричным строением, шарнир которой погружается под углом 7° в юго-восточном направлении (азимут падения 115°) (рис. 2-2). Наиболее восточной части западной зоны (3) отвечает чашевид-

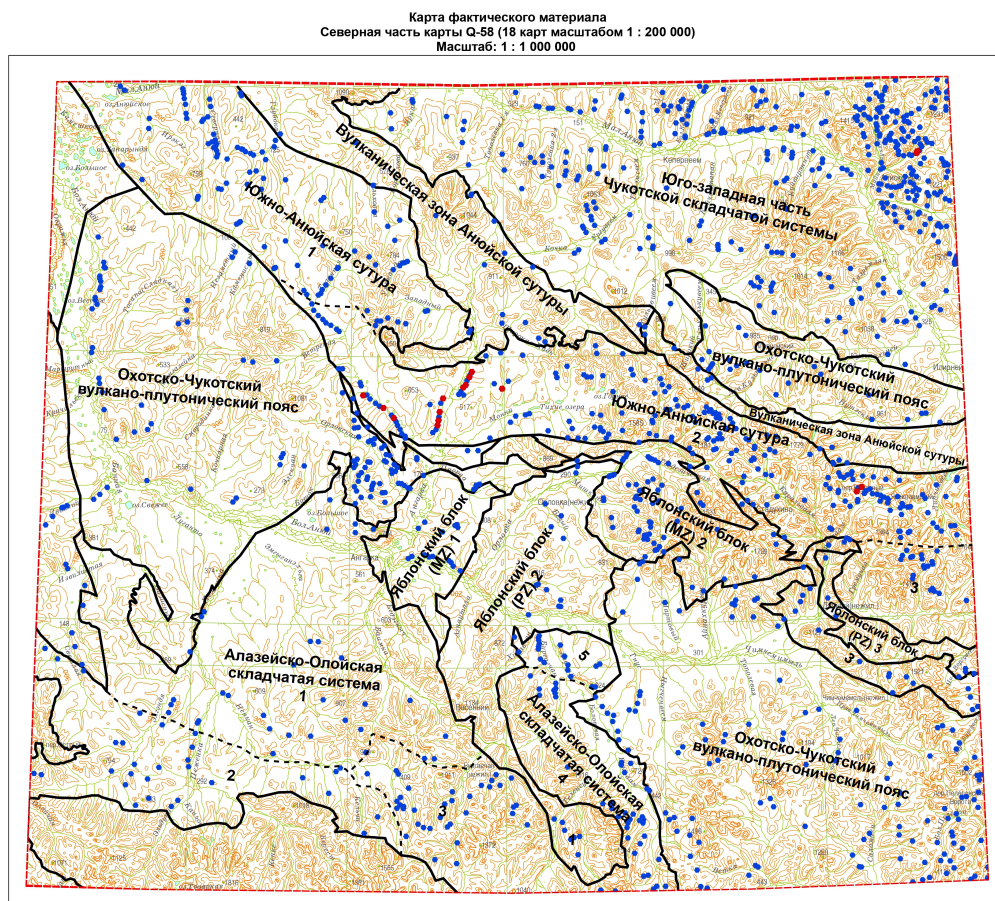


Рисунок 1. Карта фактического материала для северной части листа Q-58. Точками отражены элементы залегания: синие - нормальное, красные – опрокинутое.

ная синклиналь с углом между крыльями, равным 120° (рис.2-3). Шарнир погружается на юго-запад под углом 10° (азимут падения 230°). Крутые углы падения, исключенные при интерпретации из общей картины, встречаются лишь вблизи Яблонского блока, что может быть связано с неизвестными на данный момент подробностями образования данной петлевидной структуры.

Южная часть восточной зоны (4) Алазейско-Олойской системы представляет собой практически не деформированную полого залегающую синклиналь (рис. 2-4). Шарнир под углом 2° погружается на северо-восток (азимут падения 72°). На азимутальной проекции для северной части западной зоны (5) элементы распределены хаотично (рис. 2-5).

Яблонский блок – петлевидная структура, совместившая в себе палеозойские и мезозойские отложения. Ввиду плохой обнаженности территории данных по структурному строению недостаточно для достоверной интерпретации. Для построения азимутальных проекций блок был разделен на 3 зоны с отложениями PZ возраста и 3 зоны с отложениями MZ соответственно (рис. 3; рис. 4). Различные комбинации структурных элементов не позволили выявить поддающиеся интерпретации структуры. Лишь восточная часть MZ зоны (3) показана-

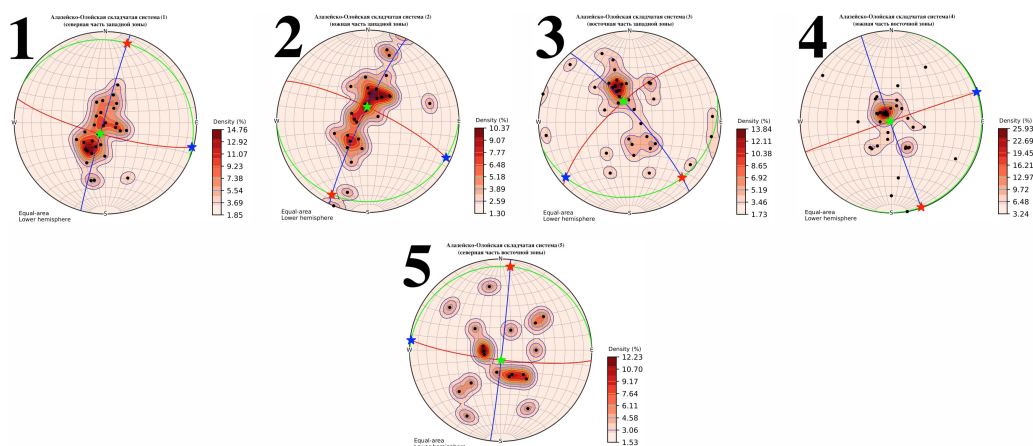


Рисунок 2. Азимутальные проекции для Алазейско-Олойской складчатой системы. Красной линией указана осевая плоскость, синей точкой – шарнир. 1 – северная часть западной зоны; 2 – южная часть западной зоны; 3 – восточная часть западной зоны; 4 – южная часть восточной зоны; 5 – северная часть восточной зоны.

ла крыло пологой антиклинали (рис. 4-3).

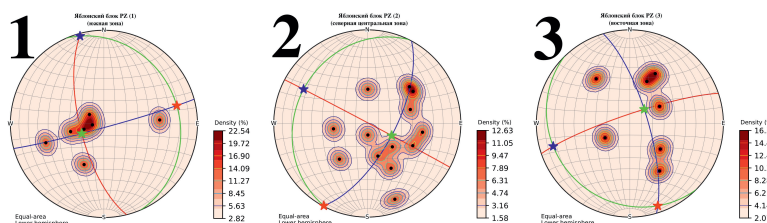


Рисунок 3. Азимутальные проекции для отложений ПЗ Яблонского блока. Красной линией указана осевая плоскость, синей точкой – шарнир. 1 – южная зона; 2 – северная (центральная) зона; 3 – восточная зона.

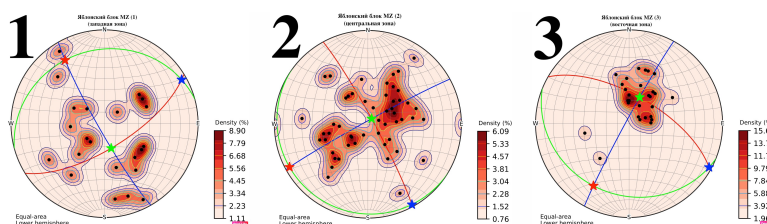


Рисунок 4. Азимутальные проекции для отложений МЗ Яблонского блока. Красной линией указана осевая плоскость, синей точкой – шарнир. 1 – западная зона; 2 – центральная зона; 3 – восточная зона.

Южно-Анжуйская складчатая система включает в себя Южно-Анжуйскую сутуру и ее вулканическую часть.

Южно-Анжуйская сутура имеет сложное строение и по характеру деформаций разделена на 3 части. Ее западная часть (1) наименее затронута деформациями, которые проявляются в небольшом количестве складок второго порядка. В целом структура является пологой синклиалью с углом между крыльями, равным 130° (рис. 5-1). Падение шарнира субгоризонтальное северо-западное (азимут падения 316° , угол 3°). Восточная часть (2) характери-

зуется более сжатой (угол между крыльями 80°) линейной складчатостью (рис. 5-2). Шарнир аналогично имеет субгоризонтальное северо-западное падение (азимут падения 292° , угол 1°). Отдельно выделен относительно небольшой блок в самой восточной части сутуры с нехарактерным для остальной части флексурным изгибом (3). Возможно, это достаточно пологая (угол между крыльями 150°) складка с погружающимся на юго-восток под углом 70° шарниром (рис. 5-3). Другой вариант интерпретируется как одно из крыльев более крупной структуры, продолжающейся на восток за пределы листа карты. Вулканическая зона по имеющимся данным не поддается достоверной интерпретации. Вероятно, это близкая к пологой структура, которая претерпела разнородные деформации в областях контакта с соседними зонами (рис. 5-4).

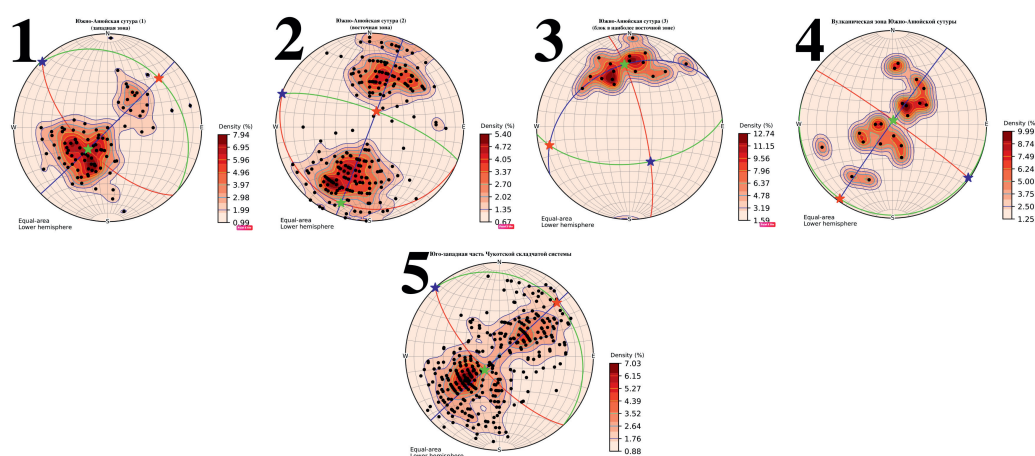


Рисунок 5. Азимутальные проекции для отложений Южно-Анхойской и Чукотской складчатых систем.

Красной линией указана осевая плоскость, синей точкой – шарнир. Южно-Анхойская сутура: 1 – западная зона, 2 – восточная зона, 3 – восточный блок, 4 – вулканическая зона; 5 – юго-западная часть Чукотской складчатой системы.

Чукотская складчатая система в своей юго-западной части представляет крупную пологую синклиналь с большим количеством наложенных складок второго порядка (рис. 5-5). Шарнир крупной складки характеризуется субгоризонтальным северо-западным падением (азимут падения 317° , угол 2°), угол между крыльями составляет 120° .

Охотско-Чукотский вулканический пояс выходит на листе Q-58 в трех зонах: перивулканической зоне Анадырского сектора на западе, перивулканической зоне Центрально-Чукотского сектора на северо-востоке и во внешней зоне Анадырского сектора на юго-востоке. Западная и юго-восточная зоны представляют собой полого залегающие синклинальные складки с погружением шарнира под углом 15° и 3° соответственно (рис. 6-1,2). В первом случае – в северо-восточном направлении (азимут падения 24°), во втором – в северо-западном (азимут падения 306°). Северо-восточная зона не поддается качественной интерпретации из-за небольшого количества элементов, которые отражают различное залегание

(рис. 6-3). Однако углы падения зачастую не превышают 40° , из чего можно предположить, что это открытая-пологая синклиналь.

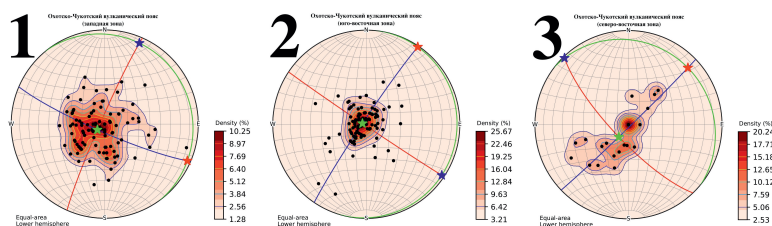


Рисунок 6. Азимутальные проекции для Охотско-Чукотского вулканического пояса. Красной линией указана осевая плоскость, синей точкой – шарнир. 1 – западная зона; 2 – юго-восточная зона; 3 – северо-восточная зона.

В результате изучения структурных элементов территория разделена на отдельные зоны, для каждой из которых построены и проинтерпретированы азимутальные проекции.

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Чукотская. Лист Q-58 – Алискерово. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2019. 379 с.

АНАЛИЗ ЛИТОЛОГО-ФИЗИЧЕСКИХ СВОЙСТВ МЕЗОЗОЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЙ СОБОЛОХ-МАЯНСКОЙ ПЛОЩАДИ (ПРЕДВЕРХОЯНСКИЙ КРАЕВОЙ ПРОГИБ)

Терещенко А.Е. *, Найденов Л.Ф.

Новосибирский филиал ФГБУ Всероссийского научно-исследовательского геологического нефтяного института, ул. Октябрьская, 17/1, Новосибирск, 630099, Россия, *a.tereshchenko3@gs.nsu.ru

Целью исследования является анализ литолого-физических свойств мезозойских отложений, вскрытых скважинами на Соболах-Маянской площади и прилегающих территориях Вилуйской синеклизы и Предверхоаянского краевого прогиба, протяженность которого составляет 1500 километров при ширине 40-170 километров (рис. 1).

В поперечном сечении Предверхоаянский прогиб имеет ассиметричное строение, выраженное в различии крыльев. Внешнее (приплатформенное) крыло, полого наклоненное на восток, занимает по площади его большую часть и характеризуется относительно небольшими толщинами верхнего палеозоя и мезозоя (100-3000 м). Внутреннее (прискладчатое) крыло представлено зоной складчато-надвиговых дислокаций. В его пределах резко возрастает (до 12 км) мощность верхнепалеозойских – мезозойских отложений (Найденов, 2021).

В административном отношении изучаемая территория относится к Жиганскому району

(улусу) Республики Саха (Якутия) Дальневосточного федерального округа. Общая площадь участка работ – 11128 км² (рис. 1).

Разрез представлен в основном терригенными полифациальными отложениями континентального и морского генезиса. В целом это толща неравномерного переслаивания песчаников, алевролитов и аргиллитов. В региональном плане установлены возрастание толщины всех стратиграфических подразделений от платформы к складчатой области и их уменьшение с юга на север. В этом же направлении в разрезе возрастает доля отложений прибрежно-морского генезиса (Сафронов, Горбачев, 1991).

В рамках работы для изучения коллекторских свойств пород были собраны материалы из фондовых отчетов о результатах бурения скважин и дел скважин.

Для анализа характеристик пород-коллекторов были рассмотрены различные классификации: Б.К. Прошлякова (1991), А.А. Ханина (1973), Г.И. Теодоровича (1958), П.П. Авдусина и М. А. Цветковой (1955).

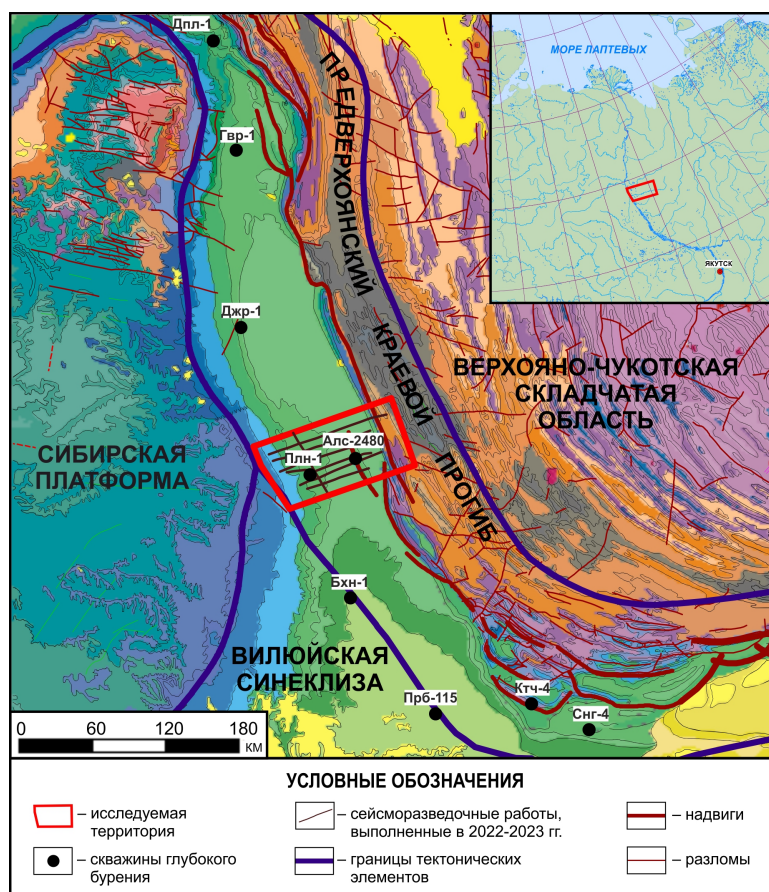


Рисунок 1. Обзорная геологическая карта (ВСЕГЕИ, 2020)

Согласно сопоставлению данных, представленных в классификациях, с данными определения фильтрационно-емкостных свойств пород-коллекторов, отобранных из скважин Алысардахская-2480 и Сангарская-4 (прискладчатое крыло прогиба), они характеризуются низ-

кими значениями пористости и проницаемости; отобранных из скважины Говоровская-1 (промежуточные тектонические условия) – от низких до средних; в пределах приплатформенного крыла и Вилюйской синеклизы (Джарджанская-1, Бахынайская-1, Прибрежная-115) – средними и высокими значениями (рис. 2).

В скважине Говоровская-1 значения открытой пористости (K_p , %) в отложениях средне-верхнеюрского комплекса (инт. 979.2-1047 м) изменяются от низких до средних (6.95-16.9%).

Керн, отобранный из средне-верхнеюрского комплекса скважины Алысардахская-2480 (инт. 1132.75-1304.25 м), характеризуется очень низкими значениями K_p 2.59-3.03%.

Низкие значения открытой пористости песчаников по всему разрезу скважины Алысардахская-2480 связаны с процессом динамометаморфизма, обусловленным движением Верхояно-Чукотской складчатой области в сторону Сибирской платформы.

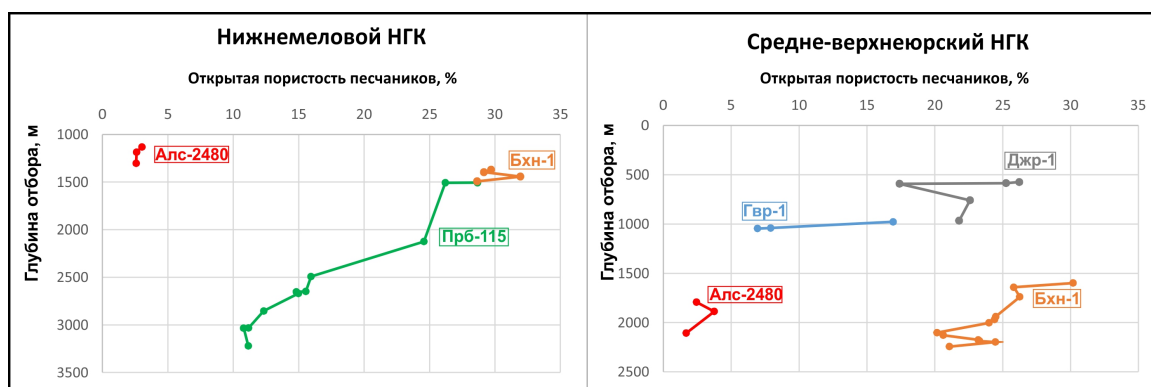


Рисунок 2. Графики изменения открытой пористости песчаников с глубиной (составлено по материалам ПГО «Ленанефтегазгеология»)

В скважине Джарджанская-1, расположенной в пределах приплатформенного крыла прогиба, в отложениях средне-верхнеюрского комплекса (инт. 575.6-968 м) наблюдаются значения K_p песчаников от высоких до средних (17.41-26.23%).

В скважинах, пробуренных в пределах Вилюйской синеклизы, наблюдаются высокие значения открытой пористости. Отложения нижнемелового комплекса скважины Бахынайская-1 (инт. 1371-1492.7 м), характеризуется высокими значениями открытой пористости (28.65-37.96%). В пределах отложений средне-верхнеюрского комплекса (инт. 1599.7-2244.5 м) также наблюдаются высокие значения (20.18-30.2%). Керн из скважины Прибрежная-115 из отложений нижнемелового комплекса (инт. 1507.5-3221.4 м), характеризуется высокими значениями открытой пористости песчаника, которые вследствие высокой мощности нижнемеловых отложений и, соответственно, погружения таковых на значительные глубины (до 3000 м) уменьшаются до средних величин (10.8-28.68%).

Таким образом, в процессе работы были собраны и проанализированы результаты ис-

следования открытой пористости пород-песчаников из скважин Предверхоянского краевого прогиба и Вилъюйской синеклизы.

По всему разрезу скважины Алысардахская-2480 вследствие процессов динамометаморфизма наблюдаются критически низкие значения открытой пористости песчаников.

В скважине Говоровская-1, расположенной в промежуточных тектонических условиях, образцы песчаников из средне-верхнеюрских отложений характеризуются повышенными емкостными свойствами относительно образцов скважины Алысардахская-2480.

Образцы, отобранные из средне-верхнеюрских отложений скважины Джарджанская-1, которая расположена в пределах приплатформенного крыла, характеризуются величинами пористости от высоких до средних.

Песчаники из мезозойского разреза скважин, пробуренных в пределах Вилъюйской синеклизы (Бахынайская-1, Прибрежная-115), характеризуются высокими значениями открытой пористости.

Работа выполняется в рамках Государственного задания ФГБУ «ВНИГНИ» № 049-00014-22-01 от «14» января 2022 г «Комплексные региональные геолого-геофизические исследования с целью оценки перспектив нефтегазоносности, выявления новых зон нефтегазоаккумуляции и локализации прогнозных ресурсов УВ на Соболох-Маянского участка (Жиганский район) Республики Саха (Якутия)» согласно федеральному проекту «Геология: возрождение легенды», утвержденному приказом Федерального агентства по недропользованию от 11.01.2022 г. № 6.

Список литературы

- Авдусин П.П., Цветкова М.А., Кондратьева М.Г. Литология и фации палеозойских отложений Саратовского и Куйбышевского Поволжья. – М.: АН СССР, 1955. – 140 с.
- Найденов Л.Ф. Перспективы нефтегазоносности осадочного чехла и прогноз ловушек углеводородов в северных и центральных районах Предверхоянского краевого прогиба // Геология нефти и газа. 2021. – №6. – С. 25–36
- Прошляков Б.К., Кузнецов В.Г. Литология: Учеб. для вузов. – М.: Недра, 1991. – 444 с.
- Рукович А.В. История формирования среднетриасовых отложений восточной части Вилъюйской синеклизы и прилегающий районов Предверхоянского прогиба // Успехи современного естествознания, 2016. №5. С. 153-157
- Сафронов А.Ф., Горбачев В.Ф. Строение зоны сочленения Предверхоянского прогиба со складчатой областью // Геология нефти и газа, 1991. № 06. С. 7-11.
- Соколов Б.А., Сафронов А.Ф., Трофимук А.А., Фрадкин Г.С., Бакин В.Е., Каширцев В.А., Япаскурт О.В.,

Изосимова А.Н. История нефтегазообразования и нефтегазонакопления на востоке Сибирской платформы. – М.: Наука, 1986. – 166 с.

Теодорович Г.И. Учение об осадочных породах. – М.: Гостехиздат, 1958. – 572 с.

Ханин А.А. Порода-коллекторы нефти и газа нефтегазоносных провинций СССР. – М.: Наука, 1973. – 304 с.

ИДЕНТИФИКАЦИЯ ПАРАМЕТРОВ И ВЕРИФИКАЦИЯ МАТЕМАТИЧЕСКОЙ МОДЕЛИ ДЕФОРМИРОВАНИЯ ВОДОНАСЫЩЕННОГО ПЕСЧАНОГО ГРУНТА

Третьяков С.Д.* , Артамонова Н.Б.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия, *stepan.tretyakov@student.msu.ru

В работе рассмотрен вопрос идентификации параметров и верификации физически и геометрически нелинейной модели деформирования пористой среды при фильтрации жидкости. Изложены методика и результаты экспериментального определения параметров модели консолидации песчаного грунта, а также методика верификации. Исследовано влияние плотности песка и градиента напора на коэффициент фильтрации песка, изучена зависимость деформационных и прочностных свойств песчаных грунтов от скорости деформации.

Дифференциальная постановка нелинейной связанной задачи консолидации включает уравнения равновесия, фильтрации и изменения пористости (Шешенин, Артамонова, 2022; Artamonova, Sheshenin, 2023). В модели сделаны следующие предположения: процесс деформирования изотермический, поры полностью заполнены жидкостью, жидкость ньютоновская и однородная, подчиняется закону баротропии. Модель сформулирована в скоростях перемещений твердой фазы и изменения порового давления в дифференциальном и вариационном виде. Дискретизация вариационных уравнений равновесия и фильтрации по пространственным координатам осуществлялась с помощью метода конечных элементов (МКЭ) (Шешенин, Артамонова, 2022; Artamonova, Sheshenin, 2023).

Для определения параметров модели консолидации были проведены испытания на автоматизированном комплексе АСИС (ООО НПП «Геотек») двух различных песков: грубозернистого (г/з) и тонко-мелкозернистого (т/м/з) (табл. 1). По минеральному составу пески кварцевые.

Прочностные характеристики песков на сдвиг определялись с помощью установки многоплоскостного среза. Испытания песчаных грунтов проводились в кинематическом режиме приложения сдвигающей нагрузки с заданной постоянной скоростью деформации сдвига

Таблица 1. Гранулометрический состав песчаных грунтов.

Размер зерен, мм	>2	1<x<2	0.5<x<1	0.25<x<0.5	0.1<x<0.25	0.05<x<0.1	<0.05
Грубозернистый	2	83	15	0	0	0	0
Тонко-мелкозернистый	0	0	0	0	81	18	1

по схеме консолидировано-дренированного сдвига (КД) (с предварительным уплотнением образца вертикальной нагрузкой при открытом дренаже). Исследовалась зависимость угла внутреннего трения от скорости деформации для различных типов песков в сухом и водонасыщенном состоянии. Опыты проводились при различных скоростях деформации – от 0.0002 до 0.004 с^{-1} . Зависимости угла внутреннего трения от скорости деформации для песков различной структуры получились возрастающими, убывающими и даже немонотонными (рис. 1). Однако можно заметить (рис. 1), что изменения угла внутреннего трения при изменении скорости деформации сдвига невелики.

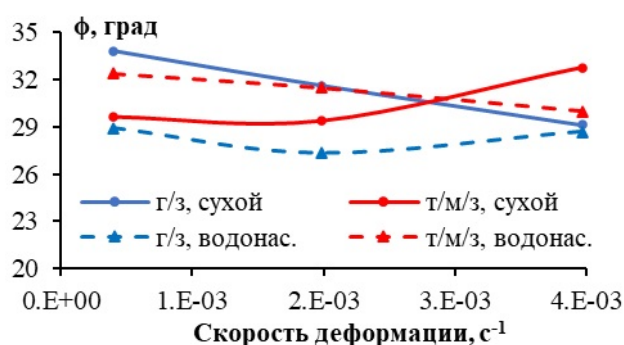


Рисунок 1. Зависимость угла внутреннего трения от скорости деформации при испытаниях на многоплоскостной срез.

Для получения диаграмм «напряжение-деформация» проводились испытания песчаных грунтов на компрессионное сжатие при непрерывно растущей вертикальной нагрузке с постоянной скоростью деформации. Опыты проводились для различных скоростей деформации: $3 \cdot 10^{-6}$, $3 \cdot 10^{-5}$, $3 \cdot 10^{-4}$, $3 \cdot 10^{-3} \text{ с}^{-1}$. Было обнаружено отсутствие влияния выбранных скоростей деформации на сжимаемость испытуемых песков. Наибольшая сжимаемость и самый большой разброс кривых «напряжение-деформация» характерны для тонко-мелкозернистого песка, наименьшие сжимаемость и разброс кривых – для грубозернистого песка (рис. 2).

Для измерения коэффициента фильтрации использовался автоматизированный фильтрационный прибор ГТ 1.3.8 (ООО НПП «Геотек»), напоминающий по конструкции трехосную сжимающую камеру типа А, но без девиаторной нагрузки. Цилиндрический образец помещается в эластичную мембрану внутри камеры, где создается изотропное давление жид-

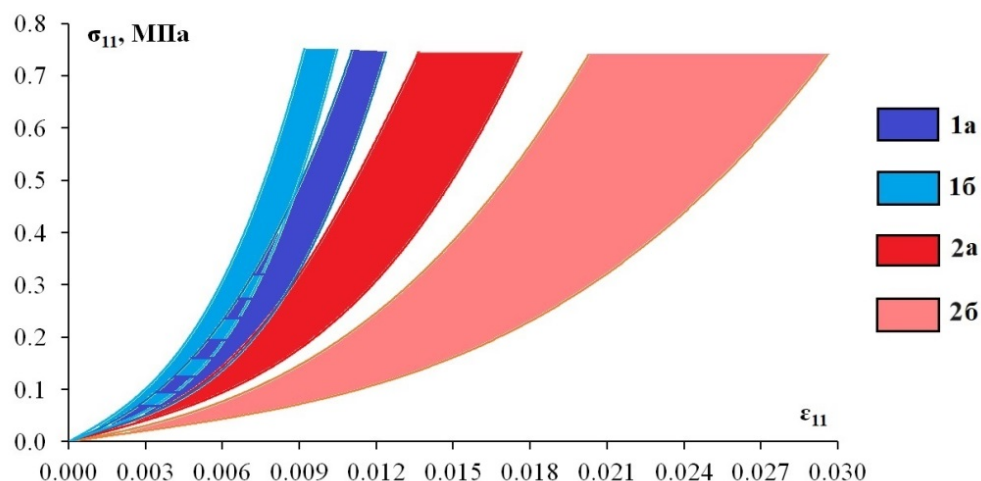


Рисунок 2. Зоны разброса кривых «напряжение – деформация» при компрессионных испытаниях для грубозернистого (1) и тонко-мелкозернистого (2) песка: сухого (а) и водонасыщенного (б).

кости. Образец обжимается изотропно для плотного прилегания мембраны к поверхности, чтобы исключить пристенную фильтрацию. Напор и расход жидкости контролируются через регуляторы давления и изменение уровня жидкости в бюретках.

В ходе обработки результатов экспериментов были построены графики зависимости удельного расхода потока от градиента напора для песков в рыхлом и плотном сложении. В качестве примера (рис. 3) приведены графики для грубозернистого песка в плотном сложении и для тонко-мелкозернистого песка в рыхлом сложении. Каждому значению градиента напора соответствует 5 точек на графике. Коэффициент фильтрации определяется по графикам (рис. 3) как тангенс угла наклона аппроксимирующих прямых. Для грубозернистого песка в плотном сложении коэффициент фильтрации составил 1.9 м/сут, а для тонко-мелкозернистого песка в рыхлом сложении 0.8 м/сут.

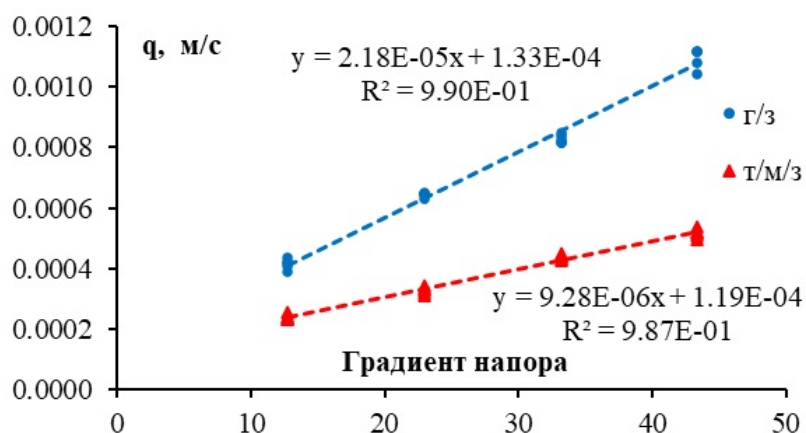


Рисунок 3. Зависимость удельного расхода от напора в фильтрационных испытаниях.

Зависимость коэффициента Пуассона от объемной деформации определяется в модифицированном опыте на сжатие материала в тонкой деформируемой в поперечном направ-

лении обойме, для которой возможно измерить окружную деформацию. По известному модулю Юнга материала обоймы легко вычисляется окружное напряжение и, следовательно, поперечное напряжение в сжимаемом материале.

Верификация модели проводится при одометрических испытаниях при постоянной скорости деформации в условиях отсутствия фильтрации через нижний торец одометрической камеры и свободной фильтрации через верхний торец. Полученное поровое давление на нижнем торце камеры сопоставляется с результатами расчетов, проведенных методом конечных элементов.

Работа производилась при поддержке Минобрнауки России в рамках реализации программы Московского центра фундаментальной и прикладной математики по соглашению № 075-15-2022-284. Экспериментальные исследования песчаного грунта проводились на автоматизированном испытательном комплексе АСИС, приобретенном за счёт средств Программы развития Московского университета (контракт № 1040-44-2019 от 24.09.2019).

Список литературы

- Шешенин С.В., Артамонова Н.Б.* Моделирование нелинейной консолидации пористых сред // Вестник Пермского национального исследовательского политехнического университета. Механика, 2022. № 1. С. 167–176.
- Artamonova N.B., Sheshenin S.V.* Finite element implementation of a geometrically and physically non-linear consolidation model // Continuum Mechanics and Thermodynamics, 2023. V. 35. No. 4. P. 1291–1308.

**РУДОКОНТРОЛИРУЮЩИЕ ФАКТОРЫ И ГЕНЕЗИС
ЗОЛОТО-КВАРЦЕВОГО-МАЛОСУЛЬФИДНОГО ТИПА ОРУДЕНЕНИЯ НА УЧАСТКЕ ТЕСКА
ГРАМДАКАНСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ**

Тукаева К.И.^{1,2*}, Машкин Д.А.^{1,2}, Алексеев И.А.^{1,2}

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *tukaichic@yandex.ru

²ГК «Открытая Геология», пр-кт КИМа, 6, Санкт-Петербург, 199155, Россия

Северо-Байкальский рудный район известен крупными золоторудными месторождениями, такими как Сухой Лог, Вернинское и др. Проявления и месторождения золота характерны как для структур фундамента Сибирского (Северо-Азиатского) кратона, так и для метаморфизованных отложений позднедокембрийского окраинного бассейна (Ванин и др., 2014). Также отмечаются рудопроявления, находящиеся в области сочленения данных мегаструктур. Именно с подобной геологической обстановкой связаны рудопроявления в долине р. Тёса, которые находятся в пределах исследуемого участка Теска.

Для определения условий формирования и последовательности развития рудоносной системы и, собственно, золотого оруденения необходимо всестороннее изучение геологического строения рудоносных зон Тёсинской группы рудопроявлений, их вещественного и химического состава. Это также необходимо для построения геолого-генетической модели формирования золотоносных гидротермально-метасоматических образований для данного типа рудопроявлений.

Предшественниками в междуречье и долинах р. Тёса, Нирыкан и Якса (Шеметов и др., 2012) было выявлено потенциально 6 золотоносных зон, а также перспективное рудопроявление Теса, относящееся к золото-кварц-малосульфидной формации. Непосредственно на участке было выявлено порядка 10 пунктов золотой минерализации. Этим и обусловлен интерес к изучению участка Теска.

Пограничное положение в структурно-тектоническом отношении участка Тёска, который размещается на границе Олоkitской зоны краевой части Сибирского кратона и Янской зоны Байкало-Витимского вулканоплутонического пояса (Шеметов и др., 2012), определяет особенности его строения. Характерной особенностью площади является сдвиговая тектоника, выраженная в серии субпараллельных тектонических швов С–В простирания.

Вулканогенно-осадочные породы участка прорваны позднерифейскими магматическими образованиями (муйский и таллаинский интрузивные комплексы, представленные габбро-диорит-плагиогранитами) и позднепалеозойскими гранитоидами (конкудеро-мамаканский интрузивный комплекс). Породы претерпели дислокационные преобразования, неоднократ-

ные регионально-метаморфические (зеленосланцевая фация метаморфизма), гидротермально-метасоматические (низкотемпературный березит-лиственнитовый метасоматоз).

Фактическим материалом для исследования послужили образцы, отобранные из коренных выходов пород в долине р. Теса на территории Грамдаканского рудного поля в ходе полевого сезона в 2022 году.

В ходе исследования было проведено петрографическое описание 23 шлифов, выполненное на цифровом микроскопе Leica DVM 5000 в РЦ СПбГУ, изучена рудная минерализация участка (13 аншлифов) с использованием поляризационного микроскопа Leica DVM 5000. Микрозондовые исследования проводились в ресурсном центре СПбГУ на сканирующем электронном микроскопе Hitachi S-3400N.

В процессе выполненных исследований была составлена уточненная схема геологического строения участка Теска, установлен вещественный состав, характеристика и степень гидротермальных изменений (Тукаева и др., 2023), дана характеристика рудной минерализации, что в совокупности позволило сделать предварительные заключения о этапах формирования оруденения и рудоконтролирующих факторах.

Рудоконтролирующие факторы золото-сульфидно-кварцевой (малосульфидной) формации участка Теска: структурно-литологический и гидротермально-метасоматический.

Структурно-литологический фактор обусловлен главной рудоконтролирующей структурой Грамдаканского рудного поля (участка Тёска), а именно глубинным Байкало-Сыннырским разломом (Мамско-Тесинская сдвиговая система), рудоносность которого определялась тектоно-магматической эволюцией области сопряжения пространственно взаимосвязанных региональных структур Сибирского кратона и Байкало-Витимского вулcano-плутонического пояса. В ходе полевых работ в рудовмещающих породах участка, которыми являются метаморфизованные туфопесчаники ушмуканской свиты, метаконгломераты и метагравелиты якдакарской подсвиты рифея, были обнаружены проявления сдвиговой тектоники в пределах участка. Также зафиксированы дуплексы сжатия и растяжения, отражающихся в структурах микро-взбросо-сдвигов, а также в формировании флексур.

Гидротермально-метасоматический фактор широко проявлен на участке. В его пределах распространены гидротермально-метасоматические вторичные изменения вмещающих пород лиственит-березитового и березитового типа, сопровождающиеся прожилками и жилами кварцевого и кварц-анкеритового состава (Тукаева и др., 2023).

В истории геологического развития участка Теска выделяется несколько этапов, с которыми коррелируют соответствующие этапы золотого рудообразования, выделенные для Ленской провинции А.И. Ивановым (2014).

Таблица 1. Этапы и главные геологические события при формировании золотого рудообразования.

	Этапы	Геологические события	Рудообразование
1	Седиментационный 830-720 Ма Поздне-рифейский	Образование позднебайкальских вулканогенно-осадочных и вулканогенных толщ вместе с габбро-диорит-плагиогранитным комплексом.	Накопление первично золотоносных отложений и наиболее раннее перераспределение золота в ходе диагенеза и катагенеза.
2	Этап формирования рудоконтролирующих зон (Раннепалеозойский)	Зеленосланцевый региональный метаморфизм «бодайбинский», линейная складчатость и вязкие синсдвиговые разрывы в золотоносных осадочных толщах	Обогащение пород золотом, сопутствующее процессам Fe-Mg метасоматоза и интенсивной сульфидизации.
3	Ремобилизационный (батолитовый) 310-270 Ма Позднепалеозойский (Ковач и др., 2012)	Внедрение батолита в рему, образование температурного градиентного поля и реоморфизм куполов, переуравновешивание изотопных систем (280-270 Ма); постбатолитовые субщелочные массивы и дайки	Перераспределение Au из обогащенных пород в секущие тектонические структуры на периферии надинтрузивных ореолов, обеспечивавших флюидные потоки и образование жильно-прожилковых зон

Таким образом, последовательность формирования золото-кварцевого-малосульфидного типа оруденения на участке Теска Грамдаканского рудного поля может быть представлена в следующем виде.

В ходе седиментационного этапа идет образование позднебайкальских вулканогенно-осадочных ушмуканской свиты и вулканогенных толщ якдакарской свиты вместе с габбро-диорит-плагиогранитами таллаинского комплекса Янской зоны Байкало-Витимского вулкано-плутонического пояса.

В ходе этапа формирования рудоконтролирующих зон рассланцевания проявляются процессы «бурошпатизации» и сульфидизации, обогащение пород золотом, сопутствующее процессам Fe-Mg метасоматоза и интенсивной сульфидизации.

Этап завершения образования рудопроявлений золота, связанный с внедрением гранитоидов конкудеро-мамаканского комплекса, предусматривает перераспределение золота из обогащенных пород в секущие тектонические структуры на периферии надинтрузивных ореолов, обеспечивавших флюидные потоки и образование жильно-прожилковых зон. Однако возраст золото-кварцево-жильной минерализации золоторудных гигантов Бодайбинского рудного района 321 ± 14 млн лет (Лаверов и др., 2007) значительно древнее гранитоидов

конкудеро-мамаканского комплекса и Ангари-Витимского батолита (312 ± 3 – 290 ± 2) (Ковач и др., 2012). Можно предполагать аналогичную вышеописанной ситуацию и на участке Теска, где гранитоидам конкудеро-мамаканского комплекса отводится роль исключительно перераспределительная, но не рудогенерирующая.

Таким образом, ключевыми рудоконтролирующими факторами золото-кварцевого-малосульфидного типа оруденения на участке Теска являются структурно-тектонический и гидротермально-метасоматический факторы. Последовательность формирования оруденения может быть представлена следующими этапами: седиментогенный, этап формирования рудоконтролирующих зон, ремобилизационный - постепенный перенос золота, первоначально рассеянного в вулканитах в секущие тектонические структуры с повышенной трещиноватостью, а позже - концентрация рудного компонента с образованием жильно-прожилковых зон. Вышеизложенное позволяет определить генетический тип оруденения, как гидротермально-метасоматический.

Список литературы

- Ванин В.А., Гладкочуб Д.П., Корольков А.Т. Особенности формирования золотого оруденения типа «Мукодек» (Северное Прибайкалье) // Известия Иркутского Государственного Университета, 2014в. Т. 9. С. 42–54.
- Иванов А.И. Золото Байкало-Патомы (геология, оруденение, перспективы) / Москва: ФГУП ЦНИГРИ, 2014. –215 с.
- Ковач В.П., Рыцк Е.Ю., Великославинский С.Д., Кузнецов А.Б., К.-Л. Ван, С.-Л. Чун. Возраст детритовых цирконов и источники сноса терригенных пород Олоkitской зоны (Северное Прибайкалье) // Доклады Академии Наук, 2020. Т. 493. № 2. С. 36–40.
- Лаверов Н. П., Чернышев И. В., Чугаев А. В., Баирова Э.Д., Гольцман Ю.В., Дистлер В.В., Юдовская М.А. Этапы формирования крупномасштабной благороднометальной минерализации месторождения Сухой Лог (Восточная Сибирь, Россия): результаты изотопно-геохронологического изучения // Доклады Академии Наук, 2007. Т. 415. №2. С. 236–241.
- Саватенков В.М., Рыцк Е.Ю., Алексеев И.А., Овчинникова Г.В., Васильева И.М., Гороховский Б.М. О возрасте и источниках малосульфидного золото-кварцевого оруденения Каралонского золоторудного поля (Средневитимская горная страна): результаты изотопно геохимических (Rb-Sr, Pb-Pb) исследований (в печати).
- Тукаева К.И., Кириллова П.А., Алексеев И.А., Сулопарова А.Е. Золоторудные проявления и сопряженные с ними метасоматические образования участка Теска Грамдаканского рудного поля. Геологический международный студенческий саммит 2023: Материалы кон-

ференции (6–10 апреля 2023 года, Санкт-Петербург) / СПб: Свое издательство, 2023. – 277 с.

Шеметов В.А., Башков В.Л., Антропова Т.В. Геологический отчет «Поисковые работы на рудное золото в северо-восточной части Нерунда-Мукодекского рудно-россыпного узла (Иркутская область)» / ФГУНПП «Иркутскгеофизика», ВостСибНИИГГиМС. Иркутск, 2012.

ПРОГНОЗ ТРЕЩИНОВАТОСТИ ХАДУМСКОЙ СВИТЫ (ПРЕДКАВКАЗЬЕ)

Фадеева К.В.*, Зайцев В.А.

Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова, Ленинские горы, д. 1, Москва, 119991, Россия, *karina-fadeeva-2000@mail.ru

Предкавказье издавна является нефтегазоносным районом России. Сокращение запасов старых месторождений делает актуальной проблему поиска и освоения нетрадиционных залежей. Освоение сланцевых формаций является одним из перспективных направлений развития современной мировой нефтегазовой отрасли. Отличительной особенностью сланцевых коллекторов является то, что углеводороды находятся в рассеянном состоянии в породах с низкой поровой (первичной) проницаемостью (Керимов и др., 2016). Поэтому, важнейшую роль в формировании сланцевых нефтегазоносных толщ играют фильтрационные свойства, связанные с трещиноватостью горных пород.

В качестве нефтегазоносной толщи рассматриваются отложения хадумской свиты, что было подтверждено разработками на ряде площадей. Хадумская свита, которая входит в майкопскую серию (морские отложения с олигоцена до нижнего миоцена) распространена практически повсеместно в центральной и восточной части Предкавказья. В Восточном Предкавказье глубина залегания хадумской свиты составляет в среднем 2-4 км и являются труднодоступным источником углеводородов из-за содержания глинистых фракций (около 90%, Роговая, 2019).

Основной целью работы была оценка вторичной (трещиноватой) проницаемости и прогноз нефтегазоносности хадумской свиты центрального и восточного Предкавказья.

Методика исследования предполагает выявление геодинамически активных зон, где проявляются повышенная трещиноватость и связанная с ней флюидная проницаемость нефтегазоносных толщ, которая контролируется следующими параметрами: активными современными вертикальными и горизонтальными движениями, сейсмичностью, напряженным состоянием, степенью раздробленности и др. Комплексное изучение данных параметров с помощью современных методов, реализованных в компьютерных программах 3D геологическо-

го моделирования, позволяет, в определенной степени, решить задачу оценки вторичных фильтрационных параметров. В данной работе основным инструментом оценки упругих и пластических деформаций являлось трехмерное геодинамическое моделирование, выполненное с помощью специализированного модуля RMFracture, являющегося инструментом программного комплекса IrapRMS компании ROXAR.

В программном продукте RMS Roxar была создана компьютерная структурно-геологическая трехмерная модель и проведена оценка фильтрационно-емкостного пространства, которая позволила выявить благоприятные области для добычи нефти и газа из хадумской свиты и тем самым создать основу для эффективного освоения сланцевой нефти и газа центрального и восточного Предкавказья. Методика построения геодинамической модели рассматриваемой территории основана на построении интегрируемой пористой среды с развитой трещиноватостью, где параметры трещин зависят от геолого-геодинамических факторов. Несмотря на принципиальную невозможность определить параметры каждой трещины, такие характеристики, как плотность трещин, их ориентировка, могут быть предсказаны с помощью тектонофизических методов или трендов. Напряженное состояние рассматриваемой территории было рассчитано с помощью упругой конечно-элементной модели (Elastic Stress) реализованной в программном модуле RMSFracture. Данный метод позволяет сравнительно точно описывать возможные контактные взаимодействия, в том числе при больших деформациях с образованием складок, а также моделировать появление трещин в результате деформирования при заданных критериях разрушения. При этом, региональное поле напряжений рассматривается как граничное условие. В результате приложенной нагрузки происходит смещение по существующим разломам, что приводит к появлению локального поля напряжений. Основная цель такого (геомеханического) моделирования - установление локального поля напряжений и оценка его влияния на возникновение новых или изменение степени раскрытости существующих трещин. При этом реконструкция напряженно-деформированного состояния горного массива имеет первостепенное значение для прогноза проницаемости нефтенасыщенных пластов.

По данным решений фокальных механизмов землетрясений, внешним, по отношению к рассматриваемой территории, является взбросовое поле напряжений с субмеридиональной (со стороны Кавказа) ориентировкой оси максимального сжатия. На этапе создания цифровой модели трещиноватости были рассчитаны шесть параметров, которые определяют появление новых трещин или изменение степени раскрытости существующих неоднородностей: кривизна структурной поверхности (антиформы), ориентировка трещин; кривизна структурной поверхности (синформы), близость к разломам, ориентировка трещин; близость к кон-

цам разломов, величина горизонтального смещения, вероятность появления новых трещин, ориентировка трещин.

Дальше создается основа для аналитической дискретной модели трещиноватости. В программе трещины генерируются случайным распределением «затравок» и создаются в соответствии с плотностью рассчитанных трендов и данными об их ориентировках. Трещины «выращиваются» до тех пор, пока не будет достигнута требуемая плотность. На следующем шаге моделирования оценивается влияние длины и изменчивости параметров трещин. Необходимо добиться наилучшего соответствия сети трещин геолого-геофизическим или эксплуатационным параметрам. Далее, после построения цифровой дискретной модели трещиноватости, можно оценить сообщаемость полученной сети разломов и перейти к гидродинамическому моделированию, используя метод двойного пространства (двойных пористости и проницаемости).

В результате моделирования был выполнен расчет вторичной проницаемости хадумской свиты, выявлены и оконтурены места с высокими значениями данного параметра (рис. 1). С помощью этого были оконтурены благоприятные области для добычи нефти и газа с учетом глубины залегания хадумской свиты. Под номерами 1-10 (рис. 1) показаны наиболее благоприятные участки по значениям вторичной проницаемости. Максимальные значения данного параметра были выявлены на юге исследуемой территории в районе г. Грозного, п. Эльхотово, г. Махачкалы. Эти участки вытянуты вдоль северного склона Большого Кавказа и соответствуют наиболее погруженным частям хадумской свиты. Аномально высокие значения вторичной проницаемости прогнозируются на участке, вытянутом в субмеридиональном направлении от г. Кизляра до г. Кочубея. В Ставропольском крае выявлено несколько зон высоких значений проницаемости. Все они простираются в субширотном, либо северо-восточном направлении. Отметим участок в районе п. Ипатово, который представляет собой область пересечения субширотных и субмеридиональных зон пересечения повышенных значений проницаемости, и участок в районе п. Арзгир, представляющий собой цепь пересекающихся аномалий субширотной и северо-восточной ориентировок. Именно здесь наблюдаются максимальные мощности хадумской свиты.

Таким образом, в пределах центрального и восточного Предкавказья трещиноватость пород хадумской свиты существенно влияет на проницаемость, которая определяется типом отложений, степенью их первичной нарушенности и полем тектонических напряжений, а геодинамические процессы являются одними из определяющих факторов, влияющих на формирование залежей углеводородов в трещиноватом коллекторе пород хадумской свиты.

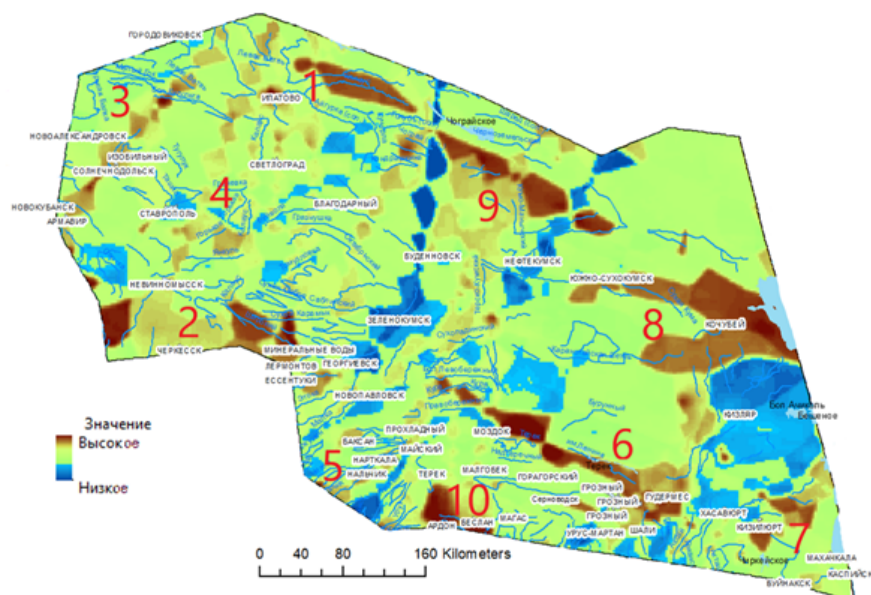


Рисунок 1. Карта степени вторичной проницаемости хадумской свиты центрального и восточного Предкавказья.

Список литературы

- Керимов В.Ю., Мустаев Р.Н., Дмитриевский С.С., Зайцев В.А. Оценка вторичных фильтрационных параметров низкопроницаемых сланцевых толщ майкопской серии центрального и восточного Предкавказья по результатам геомеханического моделирования // Нефтяное хозяйство. 2016. № 9. С. 18.
- Панина Л.В., Зайцев В.А. Новейшая геодинамика Скифской плиты // Электронное научное издание Альманах Пространство и Время. 2016. Т. 11. № 1. С. 1.
- Роговая И. Хадумская свита: кавказские нефтегазоносные сланцы тоже ждут своих технологий // Нефть и Капитал. 2019. №. 7-8. С. 21.

ТРЕХМЕРНОЕ БАСЕЙНОВОЕ МОДЕЛИРОВАНИЕ УГЛЕВОДОРОДНЫХ СИСТЕМ ВИЛЮЙСКОЙ ГЕМИСИНЕКЛИЗЫ

Файзуллин Г.И.*, Данцова К.И.

РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, Ленинский пр., 65, Москва, 119991, Россия,

*gayazfa2@gmail.com

Вилуйская гемисинеклиза является крупной надпорядковой структурой и самой глубокой депрессией в пределах Сибирской платформы, ее площадь составляет более чем 320 тыс км², длина - 625 км и ширина - 300 км. Осадочный чехол рассматриваемого тектонического элемента представлен толщей мезозойских и палеозойских отложений мощностью до 8 км, в наиболее погруженных частях – 12-14 км (Фролов и др., 2019). На сегодняшний день,

гемисинеклизы изучена бурением и сейсморазведочными работами крайне неравномерно, большая часть работ сосредоточена в пределах локальных поднятий и структур, осложняющих синеклизу. В пределах Вилюйской синеклизы расположено тринадцать месторождений, приуроченных в основном к локальным поднятиям, по составу месторождения преимущественно газовые и газоконденсатные.

В настоящей работе был использован метод трехмерного бассейнового моделирования, основанный на динамическом моделировании геологических процессов в осадочных бассейнах на протяжении длительного геологического времени. Для создания объемной модели Вилюйской гемисинеклизы был собран большой объем информации о геологическом строении, составе осадочного чехла, углеводородных (УВ) системах и термобарических условиях эволюции синеклизы с течением времени.

Моделирование УВ систем синеклизы, выполненное в программном комплексе TemisFlow, направлено на восстановление истории погружения и прогрева осадочных комплексов, на количественную оценку генерационного потенциала нефтегазопроизводящих толщ и определение времени их вхождения в главную зону нефтеобразования.

В основу бассейновой модели Вилюйской синеклизы легли результаты новых региональных сейсморазведочных работ, проведенных в последние годы в наименее изученных частях тектонического элемента, а именно в пределах юго-восточного и юго-западного бортов гемисинеклизы (рис. 1).

Одним из основных параметров, закладываемых в трехмерную бассейновую модель, является процентное содержание органического углерода в нефтегазоматеринской толще (ТОС, %). Наиболее распространенный способ изучения генерационного потенциала породы является пиролиз, однако при работе с данными по бассейну возникает проблема в отсутствии информации о параметрах материнской толщи в открытых источниках.

Простым способом численной оценки ТОС в породе является метод Пасси, основанный на эффекте логарифмического приращения показаний кривых сопротивления в породах, обогащенных органическим веществом (Passey, 1990). Метод был усовершенствован группой ученых и удачно применен при исследовании отложений в пределах Сычуаньского бассейна (Rong et al., 2020).

В настоящей работе был произведен статистический анализ контрольной выборки результатов исследований содержания ТОС в образцах пород скважин Вилюйской синеклизы, для чего была написана программа на языке программирования Python, позволяющая определить наиболее точные коэффициенты уравнения по методу Пасси. В последующем были рассчитаны значения ТОС для ряда скважин, в которых лабораторное определение не было

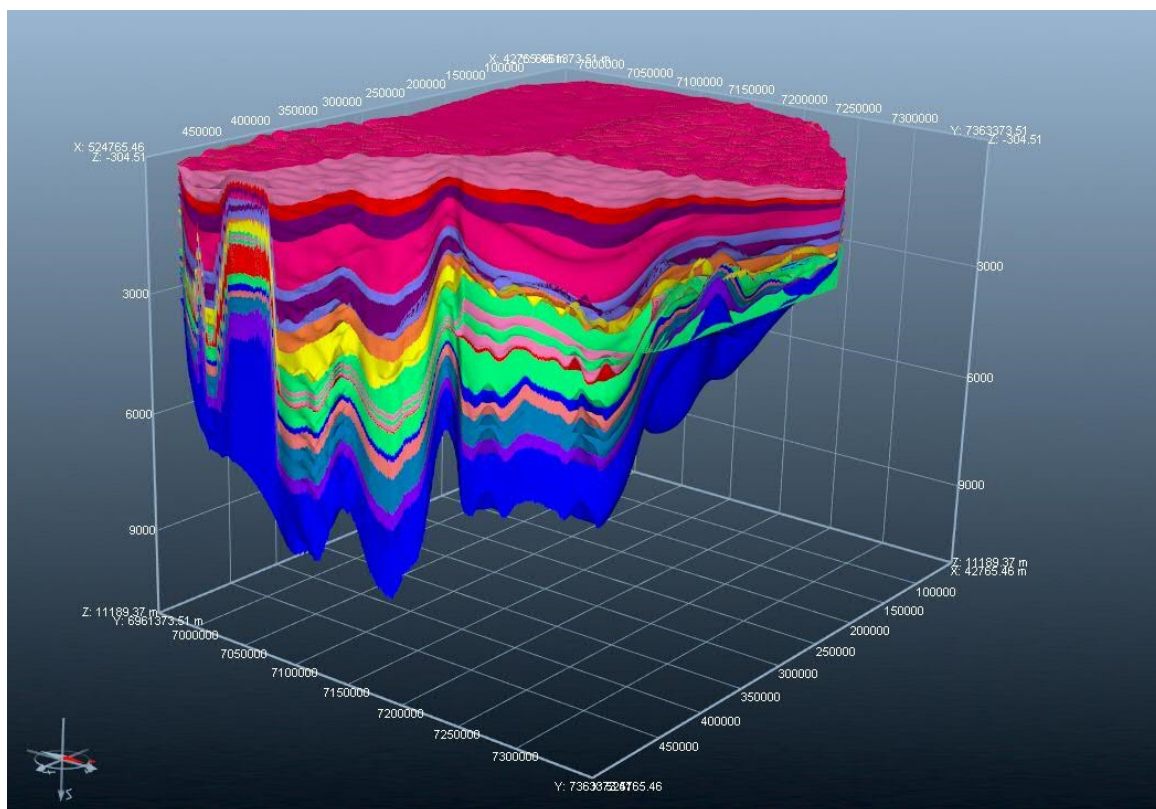


Рисунок 1. Трехмерная модель Вилуйской гемисинеклизы.

произведено, построены карты процентного содержания органического углерода по основным нефтегазоматеринским толщам Вилуйской гемисинеклизы.

Также в работе произведена калибровка модели по скважинным данным (отражательная способность витринита и пластовые температуры) с целью максимально точного приведения модели к реальным условиям. Калибровка производилась по данным бурения 8 площадей, равномерно распределенных по территории синеклизы. Результаты калибровки приведены на рисунке (рис. 2).

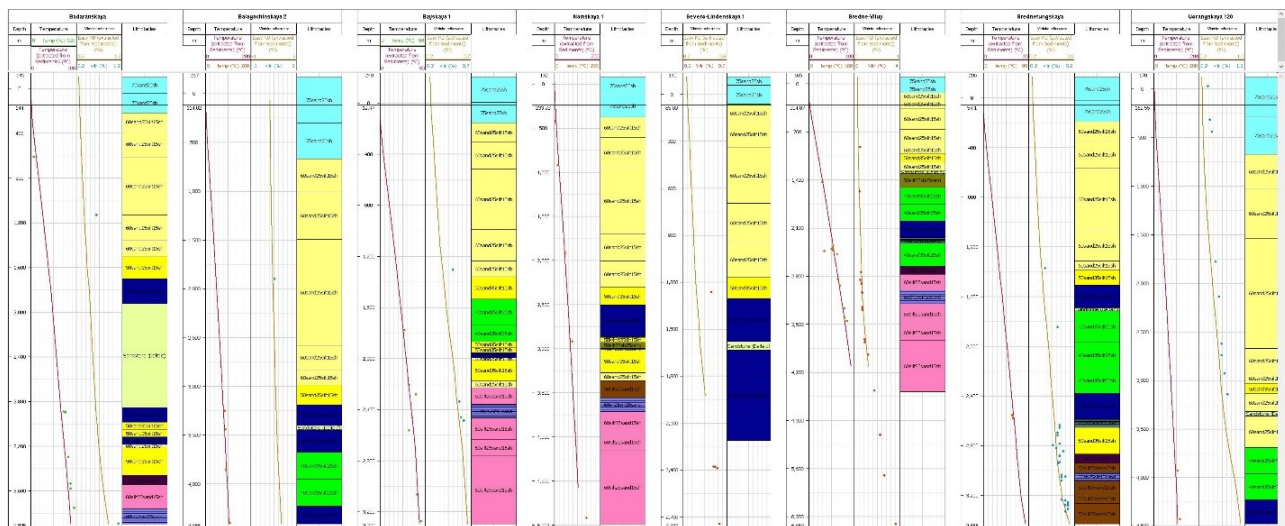


Рисунок 2. Результаты калибровки модели.

По итогам трехмерного бассейнового моделирования УВ систем были получены расчетные аккумуляции залежей УВ в основных нефтегазоносных отложениях Вилюйской гемисинеклизы. Контуры практически всех открытых на сегодняшний день месторождений углеводородов совпали с расчетными аккумуляциями. Также получены аккумуляции в северной и юго-восточной частях синеклизы (рис. 3).

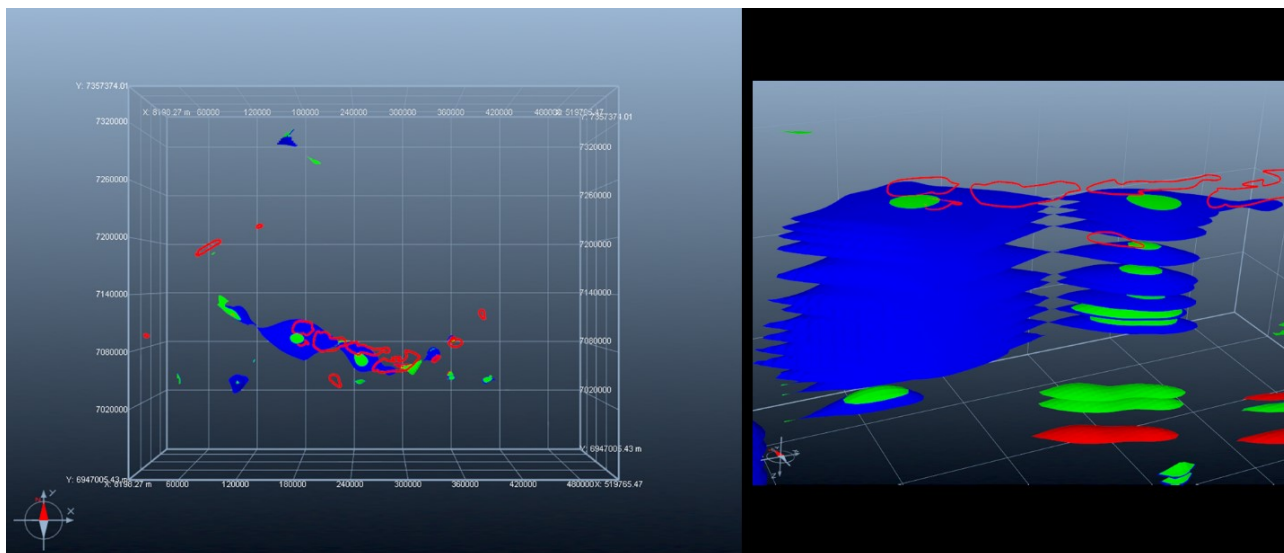


Рисунок 3. Аккумуляции углеводородов, совмещенные с контурами месторождений.

На основе проведенных исследований изучено геологическое строение, эволюция Вилюйской синеклизы, произведена оценка генерационного потенциала материнских толщ и содержания в них органического углерода, оценка ресурсов УВ систем, выделены перспективные зоны нефтегазоаккумуляции в юго-восточной и северной частях синеклизы, требующие дальнейшего планомерного изучения.

Список литературы

- Фролов С.В., Карньюшина Е.Е., Коробова Н.И., Бакай Е.А., Курдина Н.С., Крылов О.В., Тарасенко А.А. Особенности строения, осадочные комплексы и углеводородные системы Лено-Вилюйского нефтегазоносного бассейна // Георесурсы, 2019. Т. 21. № 2. С. 13-30.
- Passey Q.R. A practical model for organic richness from porosity and resistivity logs // The American Association of Petroleum Geologists Bulletin, 1990. V. 74. No. 12, P. 1777-1794.
- Rong J., Xiaorong L., Yuping L., Chao L., Quanchao W., Guangchun Y. Improved TOC prediction method for shale reservoir of Wufeng Formation and the Lower part of Longmaxi Formation in Jiaoshiba Area, Sichuan Basin // The 1st Virtual Meeting on Deep Oil and Gas. Conf. Ser.: Earth Environ. 2020.

МОРФОЛОГИЯ И ВНУТРЕННЕЕ СТРОЕНИЕ ЦИРКОНА В ТЕРРИГЕННЫХ ПОРОДАХ ЯТУЛИЯ СЕГОЗЕРСКОЙ СТРУКТУРЫ

Фатеева А.А.^{1*}, Ерофеева К.Г.², Степанова А.В.¹

¹Институт геологии КарНЦ РАН, ул. Пушкинская, 11, Петрозаводск, 185035, Россия,
*anjafateeva@mail.ru

²Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН,
Старомонетный пер., 35, Москва, 119017, Россия

Морфология и внутреннее строение детритового циркона в терригенных осадочных породах несут в себе информацию об условиях кристаллизации, источнике, а также обстановках транспортировки и накопления обломочного материала (Corfu et al., 2003, Gärtner et al., 2013).

В составе ятулийского (2.3-2.1 млрд лет) надгоризонта палеопротерозоя на Карельском кратоне широко развиты кварцевые гравелиты и песчаники (Соколов и др., 1970). Одной из вулканогенно-осадочных структур, в которой широко развиты терригенные комплексы ятулия, является Сегозерская структура, расположенная в восточной части Карельского кратона.

Нами были изучены особенности циркона из слабометаморфизованных пород ятулийского (2.3-2.1 млрд лет) возраста Сегозерской структуры. В районе Глухой губы в восточном борту Сегозерской структуры обнажаются архейские граниты фундамента, породы коры выветривания, гравелиты, песчаники с прослоями глинистых сланцев (Соколов и др., 1970, Alfimova et al., 2022) и базальтовые лавы двух стратиграфических уровней, которые могут быть маркерами разных этапов магматизма. В рамках данной работы были изучены представительные пробы песчаников, а также циркон из пробы архейских гранитоидов (рис. 1).

Выделение циркона производилось по стандартной методике в тяжелых жидкостях. Изучение морфологии и поверхности зерен проводилось методами оптической микроскопии и с использованием сканирующего лазерного 3D микроскопа Keyence VK-9700. Внутреннее строение циркона изучалось с использованием катодной люминесценции (CL).

Положение проб в разрезе приведено на рисунке 1, описание циркона в пробах приводится по разрезу снизу вверх.

В гранитах (SG2-12/1) преобладают зёрна циркона дипирамидально-призматической, удлинённой формы, редко встречаются зёрна гиацинтовой формы, содержат включения черного цвета. Ку (коэффициент удлинения) от 1:3 до 1:5; кристаллы коричнево-оранжевого и светло-жёлтого цвета в соотношении - 80% тёмных, 20% светлых; светлые в основном неравномерно окрашены, тёмные равномерно окрашены, грани чёткие, редко с признаками растворения. В CL видна сложная зональность роста. Около 50% зёрен имеют тёмную окраску

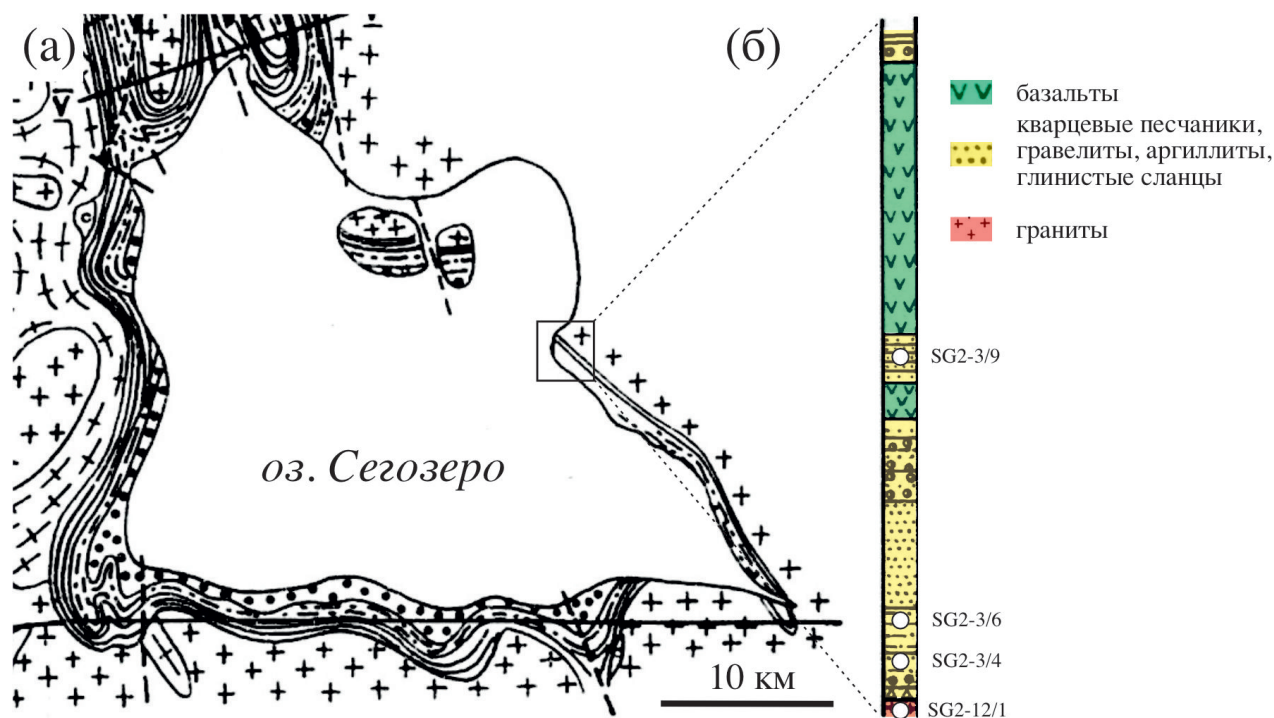


Рисунок 1. Положение участка исследований в Сегозерской структуре (а), стратиграфическая колонка для района Глухой губы (б) по (Соколов и др., 1970), демонстрирующая положение изученных образцов в разрезе.

в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис.2).

Для циркона, выделенного из пробы песчаников (SG2-3/4), характерна высокая степень окатанности большинства зёрен. Преобладают зёрна округлой формы, у некоторых удлиненных кристаллов (Ky от 1:2 до 1:3) прослеживается дипирамидно-призматическая форма, для них также характерна высокая степень окатанности. Грани кристаллов нечёткие, кристаллы коричневого (40% выборки) и светло-жёлтого цвета (60%), большинство равномерно окрашено. Для темноокрашенных кристаллов характерна сильная эродированность поверхности. Они содержат включения чёрного или бурого цвета. В CL видна сложная зональность роста, присутствуют ядра. У части зерен циркона зональность срезана границами зёрен. Около 70% зёрен имеют тёмную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис.2).

Для циркона из глинистых сланцев (SG2-3/6) характерна округлая форма зёрен ($Ky=1:2$), в выборке присутствуют зерна желтоватого (около 60%) и тёмно-оранжевого цвета (40%), имеющих неоднородную окраску. Грани и рёбра кристаллов нечёткие, с высокой степенью окатанности. В CL видны ксеногенные ядра и включения. Около 70% зёрен имеют тёмную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис.2).

У большинства цирконов, выделенных из песчаников (SG2-3/9), выраженная удлиненно дипирамидно-призматическая форма ($Ky=1:3$), однако часть зёрен имеет форму близкую к округлой; кристаллы коричнево-оранжевого цвета, равномерно окрашены. Грани видны

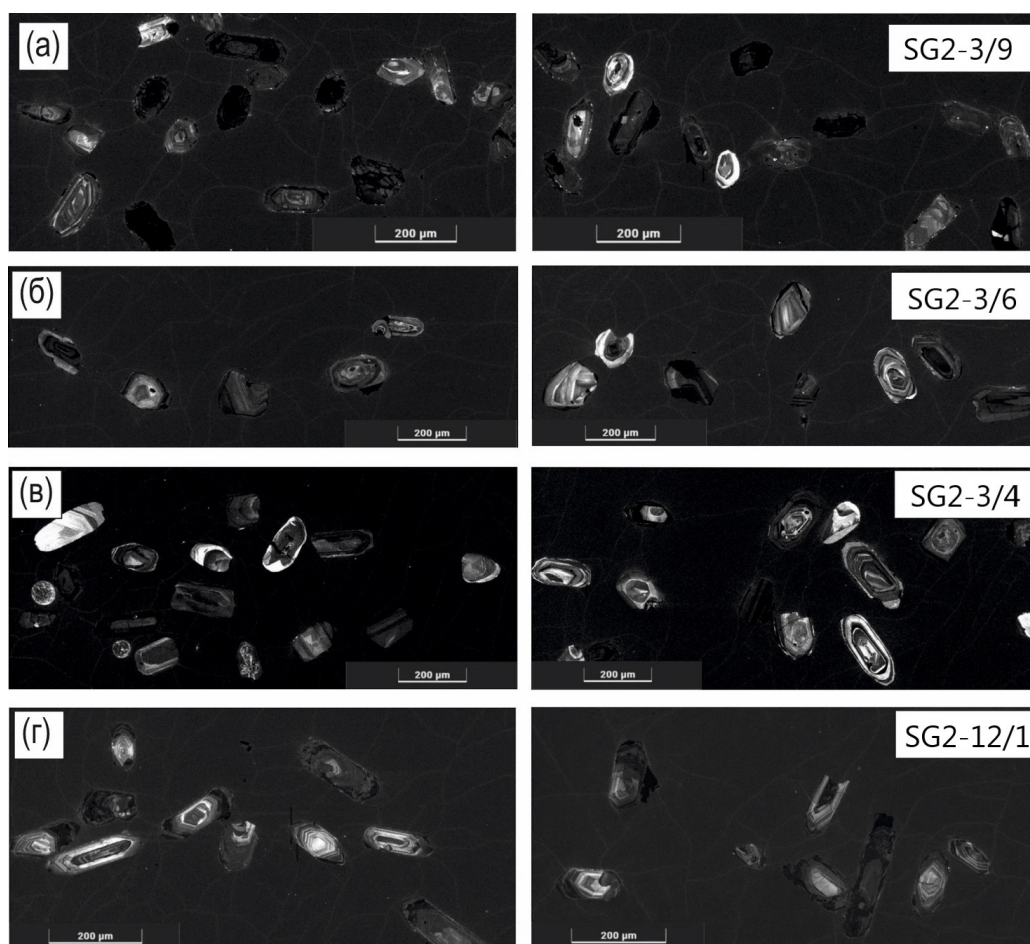


Рисунок 2. CL-изображения циркона из изученных проб.

чётко, рёбра имеют слабую степень окатанности; встречаются включения чёрного цвета. В CL видна сложная зональность роста, присутствуют включения. Около 85% зёрен в выборке имеют тёмную окраску в CL вследствие интенсивной метамиктизации (рис. 2).

Описанные особенности циркона предполагают, что подстилающие граниты потенциально могут быть источником циркона в ятулийских песчаниках. Для циркона из ранних песчаников и глинистых сланцев характерная округлая форма, а также более светлая окраска зёрен, что сильно отличает их от цирконов, выделенных из гранитоидов. Они также отличаются от циркона из песчаников средней осадочной пачки, залегающих выше базальтов, где значительный процент составляют полуокатанные зерна. Это, возможно, отражает смену условий осадконакопления и вклад других источников сноса.

Исследования выполнены при поддержке проекта РНФ 23-17-00260.

Список литературы

Соколов В.А., Галдобина Л.П., Рылеев А.В., Сацук Ю.И., Светов А.П., Хейсканен К.И. Геология, литология и палеогеография ятулия центральной Карелии. – Петрозаводск. 1970. 377 с.

- Alfimova N.A., Kuznetsov A. B., Klimova E.V., Bekker A.* Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: Geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia) // *Precambrian Research*. 2022. V.368. P. 106459.
- Corfu F., Hanchar J., Hoskin P., Kinny P.* Atlas of Zircon Textures // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2003. V. 53.
- Gärtner A., Linnemann U., Sagawe A., Hofmann M., Ullrich B., Kleber A.* Morphology of zircon crystal grains in sediments - characteristics, classifications, definitions Morphologie von Zirkonen in Sedimenten - Merkmale, Klassifikationen, Definitionen // *Journal of Central European Geology*. 2013. № 59. P. 65–73.

АВТОМАТИЗАЦИЯ ПРОСЛЕЖИВАНИЯ ПРОПУЩЕННЫХ ПРОДУКТИВНЫХ ИНТЕРВАЛОВ ПО ДАННЫМ ГИС НА ПРИМЕРЕ ПЛАСТА БВ-8-4 ВЫНГАПУРОВСКОГО НЕФТЕГАЗОКОНДЕНСАТНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Фурсов Н.Ю.^{1*}, Павельева Ю.Н.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *fursovnickolay@yandex.ru

²ООО «Газпромнефть НТЦ», наб. реки Мойки, 75-79, Санкт-Петербург, 190000, Россия

Уточнение структуры остаточных запасов углеводородов является одной из важных задач, стоящих перед компанией-недропользователем на поздних стадиях разработки месторождения. К подходам уточнения величины остаточных запасов и их вовлечения в разработку относится переинтерпретация данных геофизических исследований скважин (ГИС) и выделение ранее пропущенных продуктивных интервалов. Задачу корреляции скважин можно отнести к нетривиальным задачам – результат не детерминирован и часто зависит как от опыта специалиста, который проводит корреляцию так и от самих исходных данных (качество, полнота), на основе которых проводится данная процедура. Попытка оцифровать подобные задачи часто заканчиваются созданием решений для типовых данных или данных с ограниченной выборкой (Гутман, 2013).

Существует ряд алгоритмов, позволяющих осуществить процедуру парной корреляции разрезов скважин: кросс-корреляция, алгоритм динамической трансформации времени (DTW), метод на основе вейвлет анализа, использование алгоритмов машинного обучения.

Алгоритм автоматической корреляции в отечественном программном продукте «тНавигатор» основан на алгоритме кросс-корреляции показаний кривых ГИС в окрестности кор-

релируемой отбивки в заданном интервале, с возможностью применения весовых коэффициентов для используемых кривых ГИС. Принцип работы метода кросс-корреляции основан на сдвиге двух временных рядов, относительно друг друга, на величину, равную шагу временного ряда. Далее рассчитывается коэффициент корреляции, что является результатом количественной оценки связи между соответствующими значениями двух рядов (Руководство..., 2022).

В качестве альтернативного решения рассматривается метод, основанный на динамическом программировании (DTW). Алгоритм DTW используется для сравнения входного сигнала с имеющимися в базе данных с использованием динамического алгоритма сравнения – нелинейного выравнивания кривых с поиском наилучшего поточечного соответствия сверху вниз посредством составления матрицы наилучшего соответствия. После получения матрицы алгоритм производит процедуру соответствия, находя путь с минимальной суммарной дистанцией, пролегающей по зонам минимальной стоимости трансформации (точкам наилучшего соответствия двух кривых). (Keogh, Pazzani, 2001; Бурлаков, 2014). Для интеграции алгоритма в «тНавигатор», использовалась его реализация на языке программирования Python в виде библиотеки `dtaidistance` (Meert et al., 2020).

В качестве ограничений окна корреляции выбраны отбивки реперных отражающих горизонтов, соответствующих выше- и нижележащим опорным горизонтам, что позволяет сократить и динамически изменять интервал поиска, увеличить точность и скорость расчёта.

Для решения задачи автокорреляции разрезов скважины в данной работе предлагается использовать последовательную корреляцию по графу, основанному на триангуляции Делоне, по сравнению с встроенным алгоритмом в ПО «тНавигатор» данный алгоритм позволяет существенно улучшить результат корреляции. По заданному набору скважин строится триангуляция Делоне, определяется список опорных скважин. Для этих скважин определяются соседние скважины (входящие в один треугольник с опорной), не являющиеся опорными, которые коррелируются с ближайшей опорной (шаг 0). Далее строится пошаговый граф корреляции (рис. 1). На каждом шаге, начиная с результатов 0-го, происходит корреляция скважин с ближайшей опорной скважиной. При этом, если в коррелируемой скважине полученному интервалу соответствует интервал неколлектора, результаты работы алгоритма на шаге k будут передаваться в качестве исходных данных для его работы на $k+1$ и далее, в противном случае триангуляция будет перестроена без учета скважины с отсутствием коллектора, граф будет скорректирован.

Приведенный алгоритм корреляции на основе DTW был реализован в виде workflow (рабочего процесса) в «тНавигатор» версии 22.3 с использованием встроенных функций и

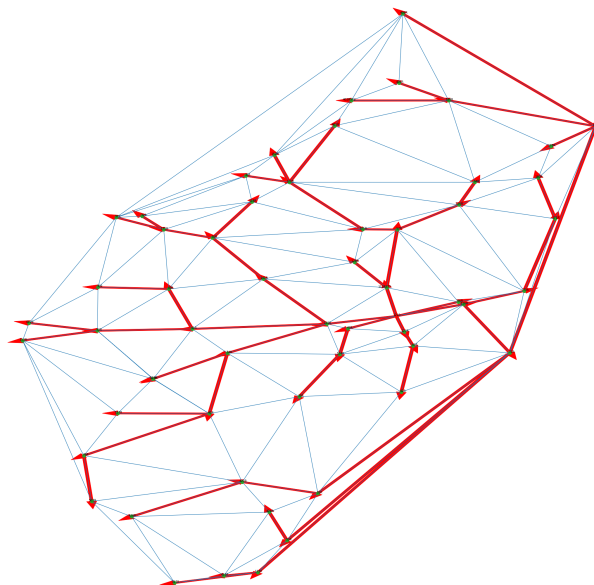


Рисунок 1. Пример графа корреляции по триангуляции Делоне.

пользовательского кода на языке программирования Python (Руководство..., 2022).

В качестве исходных данных использовались 33 скважины Вынгапуровского НГКМ, которые были разделены на 8 опорных и 25 коррелируемых. Для них были загружены траектории стволов скважин; кривые ГИС: каротаж спонтанной поляризации (SP), гамма-каротаж (GK), боковой каротаж (БК), индукционный каротаж (ИК), а также результаты интерпретации ГИС: бинарная кривая коллектор/неколлектор (KOL); отбивки отражающих горизонтов, соответствующих кровле группы пластов БВ-8 и кровле баженовской свиты, экспертные отбивки кровли пласта БВ-8-4 и подстилающих его пластов БВ-8-5 и БВ-8-6.

К необходимым предварительным преобразованиям исходных данных относятся нормирование кривых SP, GK, логарифмирование кривых БК, ИК (Акиншин, Кантемиров, 2021); вейвлет-преобразование (представление в виде обобщенного ряда или интеграла Фурье по системе базисных функций) кривых SP, GK на основе материнского вейвлета Койфлет 5-го порядка, для которого используется библиотека pywt (Lee et al., 2019).

В качестве параметров для встроенного алгоритма были приняты значения окна корреляции 55 м (средняя мощность интервала БВ-8-4 на рассматриваемом участке), значение окна поиска 200 м (максимальное колебание отбивок), порог корреляции 0.3 (наличие хотя бы слабой связи), радиус окрестности от опорной скважины 10000 м, остальные настройки были оставлены по умолчанию.

Рассмотрим результаты применения алгоритмов. Результат корреляции принимался удовлетворительным, если получаемые алгоритмом отбивки находились не более, чем в 25 м и пласт внутри новых отбивок включает все пропластки коллектора искомого пласта без

захвата иных пропластков коллектора.

По итогу корреляции на 25 скважинах встроенный алгоритм показал точность 40% (корректно проведена корреляция 10 скважин из 25), алгоритм, основанный на использовании DTW, показал точность 56% (14 корректных скважин из 25). Несмотря на то, что в случае корректных скважин предлагаемый алгоритм показывает лучшую точность (рис. 2), он также как и встроенный алгоритм ошибается в случае отсутствия ярко выраженных глинистых перемычек между пластами группы БВ-8, в случае выклинивания и, одновременно, появления в разрезе выше- или нижележащих пластов. Помимо этого, на точность обоих алгоритмов влияет ограниченность комплекса ГИС, в которой отсутствуют методы пористости (гамма-гамма плотностной каротаж, нейтронный каротаж, акустический каротаж).

Исходя из полученных результатов, предлагается доработка алгоритма для улучшения его прогнозной способности, в частности, уделение большего внимания работе с исходными данными: перед проведением автокорреляционных расчетов, инженеру необходимо сформировать репрезентативную выборку каротажей и оценить адекватный интервал нахождения отбивок.

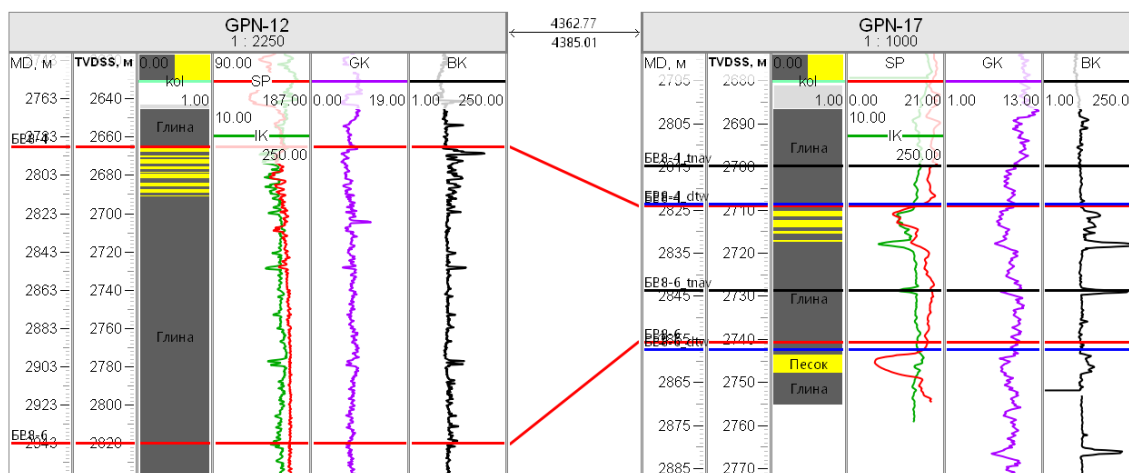


Рисунок 2. Пример корректной корреляции. Экспертные (целевые) отбивки показаны красным, полученные через встроенный алгоритм чёрным, алгоритмом на основе DTW – синим.

Список литературы

- Акиншин А.В., Кантемиров Ю.Д. Практическое руководство по интерпретации геофизических исследований скважин: монография. - ООО «Тюменский нефтяной научный центр», 2021. – 122 с.
- Бурлаков Н.С. Математическое, алгоритмическое и программное обеспечение для идентификации структурных объектов по комплексу разнородных геолого-геофизических данных: Дисс. канд. техн. наук. М: РГУ им. Губкина, 2014. 243 с.

- Гутман И.С. Методические рекомендации к корреляции разрезов скважин. - М.: Недра, 2013. – 112 с.
- тНавигатор 22.3. Дизайнер Геологии, Моделей. Руководство пользователя // М.: Рок Флоу Динамикс, 2022. – 1927 с.
- Keogh E.J., Pazzani M.J. Derivative Dynamic Time Warping // Proceedings of the 2001 SIAM International Conference on Data Mining, 2001. P. 1–11.
- Lee G., Gommers R., Waselewski F., Wohlfahrt K., O'Leary A. PyWavelets: A Python package for wavelet analysis // Journal of Open Source Software, 2019. V. 4. I. 36. P. 1237.
- Meert W., Hendrickx K., Van Craenendonck T., Robberechts P., Blockeel H., Davis J. DTAIDistance (v2.3.10). Zenodo, 2020.

ОСОБЕННОСТИ СТРОЕНИЯ И ИЗМЕНЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ СВОЙСТВ ЭЛЮВИАЛЬНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ В ТЕРРИГЕННЫХ ГРУНТОВЫХ МАССИВАХ ВОСТОЧНОГО ЗАКАМЬЯ РЕСПУБЛИКИ ТАТАРСТАН

Халиуллина Д.А. *, Лапытов А.И.

Институт геологии и нефтегазовых технологий КФУ, Кремлевская, 4/5, Казань, 420008, Россия,
*dily26@mail.ru

Терригенные массивы, расположенные на территории Восточного Закамья Республики Татарстана, представляют собой комплексные геологические образования, состоящие из различных типов грунтов и отложений разного возраста. В неоген-четвертичное время территория испытала восходящие тектонические движения, что вызвало активизацию процессов выветривания и водной эрозии (Черняховский, 1966) с образованием относительно мощных элювиальных покровов. Элювиальные грунты зоны гипергенеза имеют высокую степень структурной неоднородности и подвержены механической и химической деформации при воздействии воды. Водонасыщение этих грунтов приводит к уменьшению их прочности и увеличению сжимаемости. Крупные частицы элювия также могут разрушаться под действием строительных нагрузок от сооружений. В связи с этим, элювиальные грунты относятся к категории специфических грунтов согласно СП 22.13330.2016 (Латыпов и др., 2023). Правильная оценка свойств элювиальных грунтов является неотъемлемой частью инженерно-геологических исследований, которая помогает выявить потенциальные риски и принять соответствующие меры предосторожности при проектировании и строительстве.

В данной работе мы рассмотрим особенности строения и изменения физико-механических свойств элювиальных терригенных отложений казанского яруса биармийского отдела

пермской системы в стенках 6 карьеров Тукаевского района Республики Татарстан. При обследовании объектов много внимания уделялось наблюдениям литологических признаков (цвет, текстура, трещиноватость, прочность). В отобранных образцах изучалось содержание минеральных компонентов, физико-механические свойства. Можно отметить, что в изучаемых профилях выветривания одной из основных особенностей строения является сложная структура грунта снизу вверх по профилю. В них можно выделить три горизонта с различными физико-механическими свойствами, представленных на рисунке 1.



Рисунок 1. Строение профиля выветривания в терригенных обнажениях.

В основании профиля расположены плотные, прочные терригенные породы, по своим свойствам относящиеся к классу скальных грунтов. Данный слой можно отнести к горизонту и зоне сохранного массива. Зона представлена коричневыми, красно-бурыми песчаниками, частично известковистыми, заглинизированными, косослоистыми, с массивной текстурой. При механическом воздействии распадается на крупные плотные куски. Видимая мощность зоны сохранного массива 3-5 м (Гараева и др., 2021).

Над плотными песчаниками залегает небольшой по мощности слой, состоящий из отдельностей реликтов терригенной породы, скрепленных рыхлым песчано-глинистым материалом. Мощность этого слоя обычно не превышает 0.3-1 метра, а его текстурные характеристики отражают процессы седиментации, проявляющиеся в выраженной косой слоистости. При отборе песчаник способен распадаться на отдельные крупные отдельности. Данный слой можно отнести к горизонту структурного элювия, в котором можно выделить зону элювированных песчаников и зону химической дезинтеграции.

Выше залегает песчаник рыхлого сложения. Данный слой можно отнести к зоне элювиальных песков (горизонт бесструктурного элювия), так как представлен выветренным песчаником до состояния песка. Тектурные признаки песчаника также затухают из-за перерас-

пределения обломочного материала вертикальной фильтрацией атмосферными осадками, что делает его структуру менее различимой. При отборе песчаник рассыпается в виде рыхлого песка. Мощность слоя рыхлого песчаника в среднем составляет 1-10 метров. По своим свойствам песок относится к классу дисперсных несвязанных элювиальных грунтов (Гараева и др., 2021).

Мощность зоны выветривания терригенных пород на исследуемой территории в среднем изменяется от 0.5 до 10 метров. Максимальна мощность (10 м) выветривания приурочена к эрозионным поверхностям средней части склонов, приуроченным к абсолютным отметкам от 120-160 м.

На эрозионно-денудационных поверхностях приводораздельных частей склонов, приуроченных к абсолютным отметкам от 170 до 220 м, мощность элювированных песчаников меньше и колеблется 0.5–5.5 м.

Изменчивость физико-механических свойств песчаных пород по профилю выветривания представлена в таблице 1.

Таблица 1. Сводная таблица физико-механических свойств элювиальных отложений в терригенных грунтовых массивов.

Зона выветривания	Количество проб, шт	Влажность природная, %, д.е	Плотность ρ , г/см ³	Пористость n , %	Коэффициент пористости e , д.е	Модуль деформации E , МПа	Угол внутреннего трения φ , град.	Удельное сцепление c , МПа	Содержание карбонатов, %	Степень неоднородности грансостава, д.е. C_u
А	24	20	1.61	50.2	0.58	7.1	19.1	0.016	0.15	2.0-4.0
Б/В	32	23	2.2	20.5	0.62	12.7	28	0.016	8.5	4.0-7.5
Г	24	22	2.73	10.2	0.85	19.9	30.9	0.07	20.6	2.1-4.0

По результатам сводной таблицы физико-механических свойств видно, что выветривание песчаников сводится к разуплотнению сохранный массива, повышению пористости в верхних слоях профиля по сравнению с материнскими породами, снижением содержания карбонатов, увеличением глинистости и снижением прочности. Эти изменения могут происходить под влиянием различных факторов, таких как изменение гидрогеологического режима, геоморфологических условий, климатических условий и времени воздействия агентов выветривания (Латыпов и др., 2023).

Также следует отметить, что выветрелые песчаники имеют высокую степень неоднородности. В зависимости от условий выветривания и состава материнской породы, неоднородность гранулометрического состава может варьироваться от 2 до 7.5. Это важно учитывать при проектировании фундаментов или других инженерных сооружений, чтобы правильно оценить их несущую способность и суффозионность грунтового массива.

В заключение можно сказать, что выветрелые песчаники являются специфическими элювиальными грунтами, которые имеют свои особенные физико-механические характеристики и особенности в строении. Их высокая пористая структура, низкая прочность, высокая неоднородность и наличие глинистых примесей являются благоприятными условиями для развития природных и техноприродных неблагоприятных процессов, таких как карст и суффозия. Поэтому необходимо проводить комплексные инженерно-геологические исследования для правильной оценки свойств специфических грунтов.

Список литературы

- Гараева А.Н., Латыпов А.И., Зарипова Д.Р.* Особенности гипергенного преобразования карбонатно-терригенных пород Бугульминско-Белебеевской возвышенности // Геологические науки, 2021. С. 49 – 53.
- Латыпов А.И., Гараева А.Н., Королев Э.А.* Оценка несущей способности свай, погруженных в элювиальные песчаники уржумского яруса Нижнекамского промышленного узла Республики Татарстан (Россия) // Геотехника Беларуси, 2023. №1. С. 102 – 109.
- Черняховский А.Г.* Элювий и продукты его переотложения. / М.: Наука, 1966. – 179 с.

ПРИМЕНЕНИЕ SET (SEQUENTIAL ELUTION TECHNIQUE) К МХАМ И ЛИШАЙНИКАМ КАК БИОИНДИКАТОРАМ ГЕОХИМИЧЕСКОГО ФОНА

Чжан Я. *, Кропачева М.Ю.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, пр. Академика Коптюга, 3,
Новосибирск, 630090, Россия, *chzanya@igm.nsc.ru

Биоиндикация в геохимии представляет собой метод, использующий организмы в качестве индикаторов для оценки качества окружающей среды и выявления изменений в геохимических процессах. Биоиндикации широко используются в сфере мониторинга загрязнений, оценки состояния почвы, изучения геохимических процессов, мониторинга изменений климата и оценки качества воды. Мониторинг окружающей среды с помощью биоиндикации позволяет зарегистрировать загрязнение или количественно его оценить. Применение

методики SET (sequential elution technique) (Pérez-Llamazares et al, 2011) к индикатору позволяет оценить уровень загрязнения и выяснить, локальное ли оно, как давно произошло, а также, например, оценить уровень локального геохимического фона, глобальный перенос вещества и его источник.

Фракция 0 (смывы) представляет собой выпавшие из атмосферы частицы, без связи с биомассой индикатора, без влияния на биомассу индикатора и без изменения биомассой индикатора; по этой фракции можно оценивать геохимический фон атмосферы, глобальный массоперенос вещества, локальные источники загрязнения. Фракция 1 (элементы вне клетки) имеет слабую связь с биомассой индикатора, но не воздействует на клеточный метаболизм; она быстро отображает изменение концентраций элементов в окружающей среде, что позволяет оценить ее случайные изменения. Фракция 2 (элементы внутри клетки) имеет среднюю связь с биомассой индикатора и активно воздействует на клеточный метаболизм; изменения концентраций элементов происходят медленно и отображает среднестатистические условия жизни индикатора. Фракция 3 (элементы в клеточных стенках) имеет сильную связь с биомассой индикатора; по этой фракции можно оценить долю биоконцентрирования и вклад в геохимические кларки.

Мхи и лишайники — две важнейшие группы организмов. С 1970-х годов мхи и лишайники используются в качестве индикаторов загрязнения окружающей среды, особенно воздуха (Giordano et al, 2009). Мхи и лишайники не имеют корней, в отличие от высших растений, поэтому основным источником питательных веществ для них являются атмосферные осадки. Поскольку у этих групп организмов нет защитной кутикулы, они могут поглощать ионы из воздуха, дождевой воды или снега. Скорость роста мхов и лишайников медленная, поэтому они могут очень эффективно накапливать загрязняющие вещества (Bargagli et al, 1995; Bates, 1994).

Пробы мхов и лишайников отбирались на расстоянии 150 м друг от друга в ленточном бору в 6.5 км к северу от с. Панкрушиха (Алтайский край) в 2021 и 2022 году. В лабораторных условиях при комнатной температуре пробы мха и лишайника были разделены на три части: верх, середина, низ. Фракционирование биомассы каждой части проводилось следующим образом: фракция 0 выделялась промыванием образцов биомассы бидистиллированной водой в соотношении 1:10 в течение 30–60 секунд. Фракция 1 выделялась добавлением 0.1 М раствора Na_2EDTA к образцам биомассы в соотношении 1:10, время экстракции составляло 24 часа при периодическом встряхивании. После отделения раствора биомассу сушили до воздушно сухого состояния. Фракция 2 выделялась промыванием 1 М раствора HNO_3 , добавленной к образцам биомассы в соотношении 1:10, время экстракции 20 мин при пе-

ремешивании. После выделения фракций 1 и 2 образцы биомассы промывали бидистиллированной водой, которую затем объединяли с экстрагентами. Оставшаяся после экстракции биомасса представляла собой фракцию 3. Концентрации элементов измерялись методом ИСП-АЭС.

Результаты показали, что изменение во времени валовых концентраций элементов в различных частях биоиндикаторов имеет разный характер для мхов и лишайников. Так, во всех частях мха характер изменения концентраций для всех элементов аналогичен, т. е. если в один год концентрация элементов в верхних частях мхов больше по сравнению с другим годом, то и в средней и нижней части она будет также отличаться (рис. 1а). Для лишайника эта тенденция не прослеживается. За редким исключением для всех элементов в нижней части таллома концентрации со временем выравниваются, и соотношение концентраций элементов разных годов стремится к 1. Для некоторых элементов значительные изменения концентраций в разные года наблюдаются только в верхней или только в средней части таллома (рис. 1б).

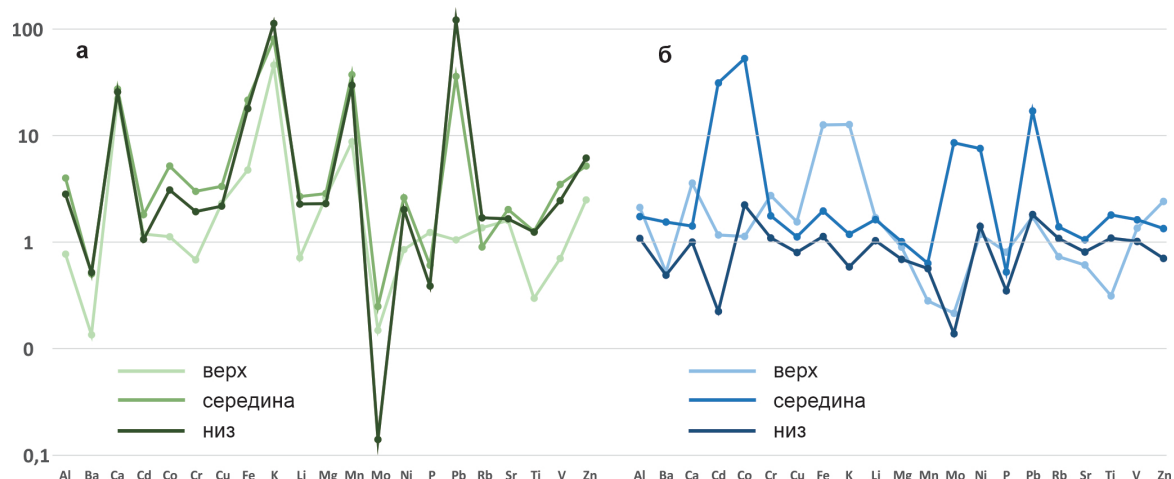


Рисунок 1. Отношение валовых концентраций элементов в 2021 году к таковым в 2022 году: а) мох; б) лишайник.

Такая разница в распределении концентраций связана с различной морфологией биоиндикаторов. Моховая подушка в нижней своей части значительно менее плотная, чем таллом лишайника. Более или менее схожие концентрации элементов для этих двух биоиндикаторов наблюдаются только в их верхних частях.

Хотя двухлетних наблюдений недостаточно для твердых выводов, но предварительно можно утверждать, что мхи и лишайники могут использоваться для различных задач мониторинга. Любая часть мха отображает атмосферные выпадения и их изменения во времени. У лишайника же атмосферные выпадения и их изменения отображает только верхняя часть, в то время как нижняя часть показывает геохимический фон для этого биообъекта.

При сравнении распределений элементов по фракциям биоиндикаторов (2022 год отбора) очевидно большое сходство (рис. 2). Особенно это заметно для биогенных микроэлементов (V, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, Zn, Mo), тяжелых металлов и других поллютантов (Li, Al, Ti, Cr, Cd, Pb). Это сходство наблюдается для всех частей мхов и лишайников. Причиной этого может собственно биологические процессы в биоиндикаторах и геохимические процессы в окружающей среде. Для более уверенного вывода о схожести биоиндикаторов в распределении элементов по фракциям необходимы дальнейшие исследования, которые ведутся в данный момент.

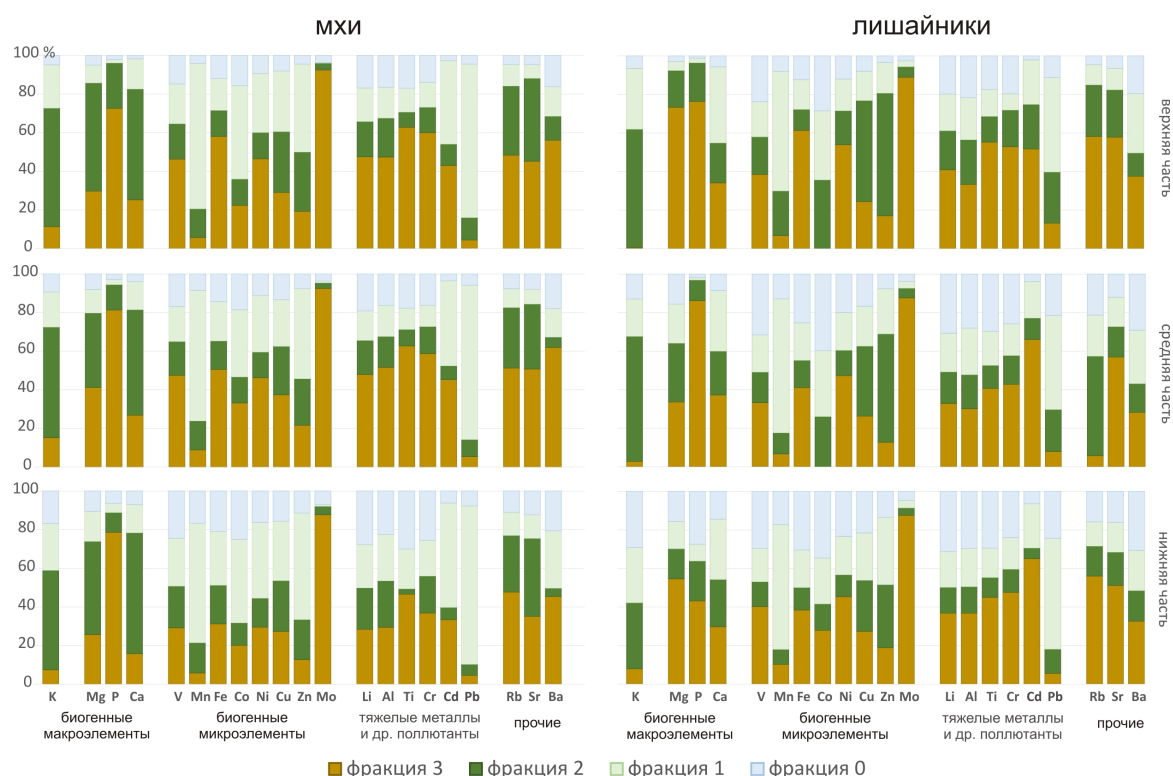


Рисунок 2. Распределение элементов по фракциям биомассы мхов и лишайников в 2022 году.

Краткие выводы следующие. Мхи и лишайники должны использоваться для различных задач мониторинга. Взаимозаменяемость этих индикаторов допустима только для их верхних частей. Однако соотношение содержаний ряда элементов во фракциях всех частей мхов и лишайников достаточно похоже, что позволяет в определённых исследованиях использовать эти индикаторы как параллельно, так и один вместо другого.

Список литературы

- Bargagli R., Brown D.H., Nelli L.* Metal Biomonitoring with Mosses: Procedures for Correcting for Soil Contamination. // *Environmental Pollution*, 1995. V. 89(2). P. 169-175.
- Bates J.W.* Responses of the Mosses *Brachythecium Rutabulum* and *Pseudoscleropodium Purum* to a Mineral Nutrient Pulse. // *Functional Ecology*, 1994. V. 8. P. 686-693.

Giordano S., Adamo P., Monaci F., Pittao E., Tretiach M., Bargagli R. Bags with Oven-Dried Moss for the Active Monitoring of Airborne Trace Elements in Urban Areas. // *Environmental Pollution*, 2009. V. 157(10). P. 2798-2805.

Pérez-Llamazares A., Fernández J.A., Carballeira A., Aboal J.R. The Sequential Elution Technique Applied to Cryptogams: A Literature Review. // *Journal of Bryology*, 2011. V. 33(4). P. 267-278.

АНАЛИЗ ФАКТОРОВ ИНЖЕНЕРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЙ ВОЛГОГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Шараев Д.В.*

Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *dvsharaev@yandex.ru

При составлении программы инженерно-геологических изысканий, в первую очередь учитываются материалы фондовых технических отчётов, в которых описаны инженерно-геологические условия объектов-аналогов, расположенных в близости от текущего. Однако, если объект изысканий расположен в сельской местности с расчленённым рельефом, то грунтовые условия ближайшего архивного объекта могут существенно отличаться, что потребует внесение изменений в программу. Это зачастую связано с увеличением стоимости инженерных изысканий (Бондарик и др., 2014).

С целью оптимизации инженерно-геологических изысканий в настоящей работе выполнен анализ факторов инженерно-геологических условий Волгоградской области, в частности закономерностей их пространственного размещения; составлены карты геоморфологических, гидрогеологических условий, карта оценки интенсивности геологических процессов, дополнена карта четвертичных отложений с указанием специфических грунтов.

Работы выполнялись в соответствии с методиками, описанными в литературе (Трофимов и др., 2014), (Бондарик, Ярг, 1986). Обработка результатов выполнялась в ArcGIS Pro. Оформление и условные обозначения выполнены в соответствии с нормативными документами (ГОСТ Р 21.302-2021).

Изученность инженерно-геологических условий Волгоградской области неравномерная; подавляющее большинство работ посвящено Волгоградской агломерации (Синяков и др., 2007), (Самусь и др., 2010) и гидротехническим сооружениям Волги и Дона (Галактионов и др., 1960). Поэтому для анализа инженерно-геологических условий были использованы материалы государственных геологических карт (Государственная ..., 2009) и негосударственных (Государственная ..., 2002). Также были привлечены сведения, собранные из многочис-

ленных технических отчётов различных изыскательских организаций. В составлении некоторых автор принимал личное участие.

Геоморфологические условия Волгоградской области с генетических позиций подробно описаны в монографии (Брылёв, 2006). Количественная информация получена из цифровых моделей рельефа (DEM) (<https://lpdaac.usgs.gov/products/astgtmv003/>).

В результате проведённого исследования выявлена резкая латеральная изменчивость грунтовых условий Волгоградской области. Описана приуроченность грунтов субаэральных генетических типов (в том числе и специфических) к определённым формам рельефа, что позволяет достаточно точно определять их область распространения. Полученные данные можно использовать для прогноза свойств грунтов в тех областях, где отсутствуют какие-либо материалы инженерно-геологических изысканий. Помимо свойств, возможен прогноз уровня подземных вод и их агрессивности, а также оценка интенсивности неблагоприятных геологических и инженерно-геологических процессов.

Список литературы

- Бондарик Г.К.* Методика инженерно-геологических исследований / Г.К. Бондарик, 2-е изд. – М.: Недра, 1986. – 333 с.
- Бондарик Г.К., Ярг Л.А.* Инженерно-геологические изыскания / В. Т. Трофимов, – М.: КДУ, 2014. – 420 с.
- Брылёв В.А.* Эволюционная геоморфология юго-востока Русской равнины / В.А. Брылёв, – Волгоград.: Перемена, 2006. – 350 с.
- Галактионов В.Д., Горецкий Г.И., Дуранте В.А., Зубкович М.Е., Кавеев Т.С., Покровская Н.М., Брашнина А.Н., Егоров С.Н., Кумскова О.Г., Ловецкий Е.С., Маменко Г.К., Милихикер Ш.Г., Синяков Н.П.* Геология района сооружений Волго-Дона / под ред. В.Д. Галактионова. – М.: Госэнергоиздат, 1960. – 416 с.
- Геологическая карта неоген-четвертичных отложений Волгоградской области. Масштаб 1:500000. Волгоград.: ГПМСН ВГРЭ, 2002.
- Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Серия Центрально-Европейская. Лист М-38 – Волгоград. Объяснительная записка. СПб.: ВСЕГЕИ, 2009. 399 с.
- Красилова Н.С., Трофимов В.Т.* Инженерно-геологические карты / под ред. Н.С. Красиловой. – М.: КДУ, 2014. – 384 с.
- Самусь Н.А., Игнатенко О.Н., Самусь А.Н.* Инженерная геология Волгоградской агломерации (практический опыт) / Н.А. Самусь. – М.: Геомаркетинг, 2010. – 304 с.

Синяков В.Н., Кузнецова С.В., Честнов С.В., Махова С.И., Долганов А. П. Инженерная экология и геоэкология Волгограда / под ред. И.В. Воронцова. – Волгоград.: ВолгГАСУ, 2007. – 126 с.

ASTGTM v003 - ASTER Global Digital Elevation Model 1 arc second., 2013. URL: <https://lpdaac.usgs.gov/products/astgtmv003/> (дата обращения: 04.11.2023)

МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИЕ ПРИ УЧАСТИИ ЦИАНОБАКТЕРИЙ (ПО ДАННЫМ МОДЕЛЬНЫХ ЭКСПЕРИМЕНТОВ)

Шевченко Б.А.* , Чернышова И.А., Родина О.А., Власов Д.Ю., Франк-Каменецкая О.В.
Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург,
199034, Россия, *st087622@student.spbu.ru

Цианобактерии являются группой бактерий, способных фиксировать углекислый газ и использовать его в процессе фотосинтеза с дальнейшим выделением кислорода (Whitton, Potts, 2012). Известно, что цианобактериальные сообщества способствуют образованию карбонатов кальция (в первую очередь - кальцита), а также фосфатов (Астафьева и др., 2021). Карбонатообразование под действием цианобактериальных сообществ является значимым процессом в биогеохимическом цикле углерода в экосистемах (Kamennaya et al., 2012). Цианобактерии находят широкое применение в различных биотехнологиях: при производстве красителей, пищевых добавок, биопластика, биоудобрений и кормов для животных; при очистке сточных вод, биоиндикации состояния окружающей среды, интерпретации палеонтологических данных, а также в качестве альтернативного источника энергии (Kumar et al., 2019; Шевцов и др., 2020).

Закономерности минералообразования под действием цианобактерий в настоящее время активно исследуются (Vlasov et al., 2023; Berenjian, Seifan, 2022). Целью настоящей работы является изучение в условиях эксперимента влияния видового состава цианобактерий на фазовый состав продуктов минерализации.

Для постановки эксперимента было выбрано 9 штаммов цианобактерий из коллекции CALU (Collection of Algae of Leningrad University) со слизистым чехлом (*Scytonema sp.*, *Calothrix elenkenii*, *Nostoc sp.*, *Chalicogloea sp.*) и без слизистого чехла (*Synechococcus sp.*, *Phormidium favosum*, *Oscillatoria formosa*, *Leptolyngbya sp.*, *Pseudanabaena sp.*). Опыты проводили при температуре 22°C. Для контроля pH использовали раствор NaHCO₃. Величина pH в начале эксперимента была равна 6–8. В конце эксперимента значение pH либо сохранялось, либо очень незначительно понижалось.

Первую серию синтезов проводили при участии 9 видов цианобактерий при избытке

кальция в среде кристаллизации. После удаления питательной среды биомассу добавляли в раствор солей CaCl_2 (2.9/5.8 мМ) и NaHCO_3 (1.4 мМ). Фазовый состав полученных осадков определяли через 1, 7, 30 и 120 суток.

Вторую серию синтезов проводили с участием двух бактерий: *Scytonema sp.* (со слизистым чехлом) и *Synechococcus sp.* (без слизистого чехла) в условиях, благоприятных в отсутствии микроорганизмов для образования кальцита или арагонита. В первом случае осаждение проводили из растворов следующего состава: CaCl_2 (0.4 мМ), NaHCO_3 (0.8 мМ) или CaCl_2 (0.04 мМ), NaHCO_3 (0.08 мМ); во втором – из растворов CaCl_2 (0.4 мМ), NaHCO_3 (0.8 мМ), MgCl_2 (1.6 мМ) или CaCl_2 (0.04 мМ), NaHCO_3 (0.08 мМ) и MgCl_2 (0.16 мМ). Фазовый состав полученных осадков определяли через 12 часов, а также 1, 3, 5 и 7 суток.

Полученные осадки сушили при комнатной температуре. На всех этапах эксперимента дополнительно отбирали контрольные образцы: BG-11, чистая биомасса цианобактерий, раствор солей.

Определение фазового состава осадков проводили методами порошковой рентгенографии с привлечением СЭМ и EDX.

В первой серии синтезов при участии цианобактерий образовались в различных соотношениях кальцит и фторапатит (рис. 1). При увеличении экспозиции количество синтезированного материала увеличивалось, соотношение карбоната и фосфата не менялось. Под действием штамма *Phormidium favosum* образовались две генерации кальцита с разным положением дифракционных максимумов, что, возможно, связано с различным содержанием примеси магния. Дополнительно под действием штамма *Oscillatoria formosa* при концентрации CaCl_2 равной 5.8 мМ и экспозиции 120 суток образовался гексагональный полиморф карбоната кальция ватерит. Помимо этого, на рентгенограммах большинства осадков, полученных в питательной среде, были выявлены один или два пика, соответствующие фазе оксида марганца, который под действием цианобактерий ранее в таких условиях не получали.

На основании полученных данных было показано, что соотношение кальцит/апатит в осадке зависит от видового состава цианобактерий и наличия у них чехла. Среди использованных в эксперименте видов цианобактерий четко выделяются следующие группы: I. *Scytonema sp.* и *Calothrix elenkenii* (с чехлом) – кальцит преобладает, при увеличении концентрации CaCl_2 от 2.9 до 5.8 соотношение Ca/Ap не меняется; II. *Phormidium favosum*, *Pseudanabaena sp.* и *Synechococcus sp.* (без чехла) – кальцит преобладает, при увеличении концентрации CaCl_2 от 2.9 до 5.8 соотношение Ca/Ap увеличивается; III. *Oscillatoria formosa* (без чехла) – апатит преобладает, при концентрации CaCl_2 от 2.9 до 5.8 соотношение Ca/Ap

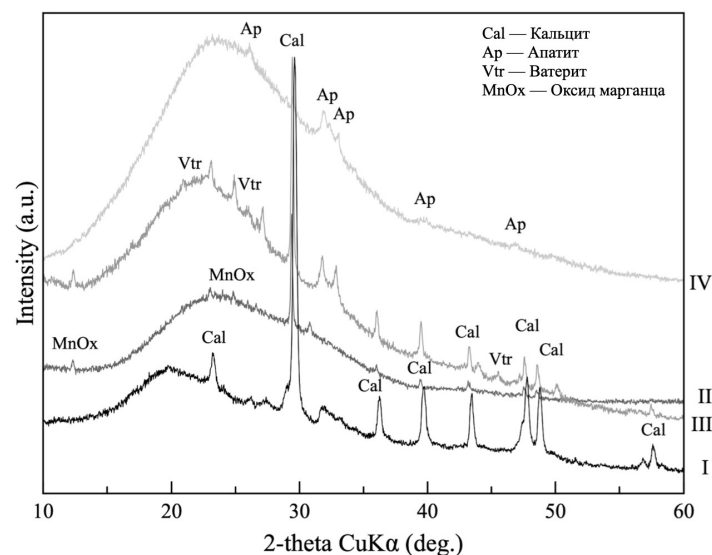


Рисунок 1. Рентгенограммы фаз, образованных под действием цианобактерий в первой серии синтезов: I – *Scytonema sp.*; II – *Synechococcus sp.*; III – *Oscillatoria formosa*; IV – *Chalicogloea sp.*

уменьшается; IV. *Nostoc sp.* и *Chalicogloea sp.* (с чехлом) – апатит преобладает, при увеличении концентрации CaCl_2 от 2.9 до 5.8 соотношение Cal/Ap не меняется.

Благодаря СЭМ-изображениям (рис. 2а) видно, что степень совершенства граней кристаллов кальцита, образовавшихся под действием бактерий с чехлом (I и IV группы) не зависит от концентрации CaCl_2 в растворе. Степень совершенства граней кристаллов кальцита, образовавшихся во II и III группах, изменяется с концентрацией CaCl_2 в растворе.

Во второй серии синтезов, в условиях, благоприятных в отсутствии микроорганизмов для образования кальцита (CaCl_2 , 0.4 или 0.04 мМ; NaHCO_3 , 0.8 или 0.08 мМ) под действием обеих бактерий (*Synechococcus sp.* и *Scytonema sp.*) образуются кальцит и ватерит. Присутствие в растворе бактерий приводит к интенсивному расщеплению кристаллов, что говорит о более интенсивной кристаллизации (рис. 2б).

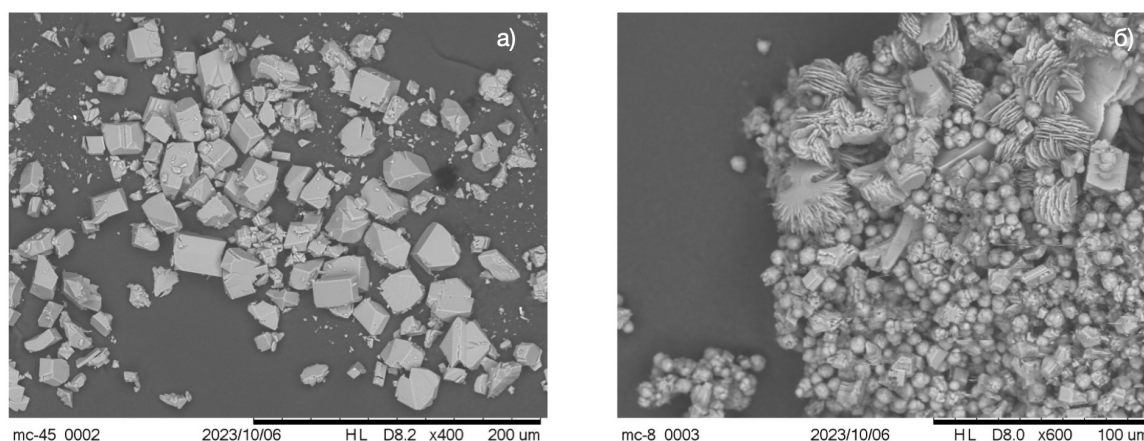


Рисунок 2. Кристаллы кальцита, полученные: а) в контрольном растворе; б) в растворе того же состава, содержащем бактерию *Synechococcus sp.*

В условиях, благоприятных в отсутствие микроорганизмов для образования арагонита (CaCl_2 , 0.4 мМ; NaHCO_3 , 0.8 мМ; MgCl_2 , 1.6 мМ) добавление обеих бактерий приводит к кристаллизации Mg-содержащего кальцита. В разбавленных растворах (CaCl_2 , 0.04 мМ; NaHCO_3 , 0.08 мМ; MgCl_2 , 0.16 мМ) добавление штамма *Synechococcus sp.* приводит к образованию на третьи сутки апатита и брусита, а добавление штамма *Scytonema sp.* вообще не приводит к кристаллизации.

Полученные результаты продемонстрировали существенное влияние видового состава цианобактерий на фазовый состав продуктов биоминерализации и могут быть использованы при создании биотехнологий с участием цианобактерий.

Исследование проводилось при поддержке гранта РФФИ (19-17-00141) на базе ресурсных центров СПбГУ («Рентгенодифракционные методы исследования», «Центр микроскопии и микроанализа» и «Культивирование микроорганизмов»).

Список литературы

- Астафьева М.М., Жегалло Е.А., Ривкина Е.М., Самылина О.С., Розанов А.Ю., Зайцева Л.В., Авдошин В.В., Карпов Г.А., Сергеева Н.Е. Бактериальная палеонтология / Под ред. А. Ю. Розанова. – М.: РАН, 2021. – 124 с.
- Шевцов А.А., Дранников А.В., Востроилов А.В., Курчаева Е.Е., Дерканосова А.А., Торшина А.А. Разработка технологии получения высокоэффективных полнорационных гранулированных комбикормов // Вестник ВГУИТ, 2020. Т. 82. В. 2. С. 84.
- Berenjian A., Seifan M. Mineral Formation by Microorganisms: Concepts and Applications // Eds.: A. Berenjian, M. Seifan. – Springer, 2022. – 387 p.
- Kamennaya N.A., Ajo-Franklin C.M., Northen T., Jansson C. Cyanobacteria as Biocatalysts for Carbonate Mineralization // Minerals, 2012. V. 2. P. 338–364.
- Kumar J., Singh D., Tyagi M. B., Kumar A. Cyanobacteria: Applications in biotechnology // Cyanobacteria, 2019. P. 327–346.
- Vlasov D.Y., Zelenskaya M.S., Izatulina A.R., Rodina O.A., Vlasov A.D., Sazanova K.V., Vilnet A.A., Abolonkova I.V., Frank-Kamenetskaya O.V. Bacterial contribution in biomineralization at the Tomskaya Pisanitsa Rock Art Site. Biogenic–Abiogenic Interactions in Natural and Anthropogenic Systems 2022 / Eds. O. V. Frank-Kamenetskaya, D. Yu. Vlasov, E. G. Panova, T. V. Alekseeva. – Springer, 2023. P. 477–493.
- Whitton B.A., Potts M. Introduction to the Cyanobacteria / Eds.: B. Whitton. – Ecology of Cyanobacteria II, Springer, 2012. – 713 p.

СРАВНЕНИЕ РАЗЛИЧНЫХ МОДЕЛЕЙ ТЕПЛООБМЕНА ПОВЕРХНОСТИ С АТМОСФЕРОЙ С ДАННЫМИ НАТУРНЫХ ИЗМЕРЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ РАЙОНА ЦЕНТРАЛЬНОЙ ЯКУТИИ

Шерстенникова С.Р.^{1,2*}, Прохорова У.В.³, Немчинова А.В.¹

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 199034, Россия, *sonya.sherstennikova@gmail.com

²Институт мерзлотоведения имени П.И. Мельникова СО РАН, ул. Мерзлотная, 36, Якутск, 677010, Россия

³Арктический и антарктический научно-исследовательский институт, ул. Беринга, 38, Санкт-Петербург, 199397, Россия

Теплообмен между поверхностью Земли и атмосферой играет важную роль в протекании многих природных процессов. Математическое моделирование позволяет оценить влияние различных факторов на теплообмен между средами. Однако для проверки необходимо сравнение результатов с натурными измерениями, которое поможет оценить достоверность и корректность полученных результатов моделирования.

Авторами рассматривается математическая модель, рассчитывающая радиационный баланс земной поверхности, с помощью которого можно оценить величину теплового потока из атмосферы в грунт. Это важно, поскольку эта величина обычно используется в моделях в качестве граничного условия (Попов и др., 2023). В работе также проводится сравнение результатов моделирования, с данными исследований, которые получены авторами в ходе полевых работ в районе реки Шестаковка (Центральная Якутия) в 2022-2023 гг.

Рассмотрим метод косвенного расчёта радиационного баланса. Приток тепла в виде лучистой энергии является важнейшей составляющей общего притока тепла, под влиянием которого изменяется термический режим атмосферы и земной поверхности (Матвеев, 1984). Балансом лучистой энергии или радиационным балансом тела называется разность между поглощенной им солнечной радиацией и эффективным излучением поверхности (Кмитто и Скляр, 1981). Для косвенного расчёта радиационного баланса воспользуемся соотношением:

$$A = Q(1 - \alpha) - E_{\text{эф}}, \quad (1)$$

где A — поток тепла, затрачиваемого на изменение температуры поверхности; Q — поток приходящей солнечной радиации (коротковолновый диапазон излучения); α — альбедо поверхности; $E_{\text{эф}}$ — длинноволновое излучение. В ночное время, при отсутствии солнечной радиации в (1) в правой части остаётся лишь второе слагаемое.

В свою очередь, входными параметрами для модели служат астрономические факторы (зенитный и часовой угол Солнца), географические координаты, морфометрические характе-

ристики рельефа, прозрачность атмосферы и отражательная способность поверхности для слагаемого $Q(1 - \alpha)$, и температура воздуха, температура поверхности, облачность и излучательная способность поверхности, принятая за 0.75 для песчаных отложений для $E_{\text{эф}}$ (Прохорова и др., 2021; Матвеев, 1984).

Рассмотрим случай ночного выхолаживания грунта. Согласно Д. Бренту (Матвеев, 1984), ночное понижение температуры сопровождается образованием слоя инверсии, и охлаждение грунта происходит под влиянием эффективного излучения поверхности Земли:

$$-\lambda \cdot \frac{\delta T}{\delta h} = -E_{\text{эф}} \quad (2)$$

где δT — изменение температуры грунта с глубиной δh ; λ — коэффициент теплопроводности, который, в свою очередь, по большей части зависит от влажности почвы и плотности её скелета. Воспользуемся эмпирическим соотношением Р.И. Гаврильева, выведенной для грунтов центральной Якутии:

$$\lambda(\gamma_{\text{ск}}, W) = 0.025 + 0.238\gamma_{\text{ск}} - 0.193\gamma_{\text{ск}}^2 + 0.114\gamma_{\text{ск}}^3 + \left[b_1 \frac{W}{W_H} + b_2 \left(\frac{W}{W_H} \right)^2 \right] \times \\ \left\{ \lambda_{\text{вл}} \left[1 + \frac{l_2}{1 + l_3(W_H - 0.15) + l_4(W_H - 0.15)^2} \right] - 0.025 + 0.238\gamma_{\text{ск}} - 0.193\gamma_{\text{ск}}^2 + 0.114\gamma_{\text{ск}}^3 \right\},$$

где γ и W — текущие плотность скелета (г/см^3) и влажность (отн. ед.) грунтов; W_H — влажность полного влагонасыщения; $\lambda_{\text{вл}}$ — коэффициент теплопроводности влаги в грунтах, равный 0.58 Вт/(м К) талом состоянии грунта; $0 < W < W_H$. Для песчаного грунта (Лебедева и др., 2019) $b_1 = 1.96$, $b_2 = -0.96$, $l_2 = 2.84$, $l_3 = 3.32$, $l_4 = 1.32$ (Гаврильев, 1999).

Имеется другой, менее известный, однако достаточно перспективный расчётный способ (Сосновский, 1984), который с успехом применялся для задач моделирования процессов тепломассопереноса в грунтах на Шпицбергене, в Антарктиде и в Якутии (Сосновский 1984, 2006; Сосновский и Осокин, 2018; Sukhanova et al., 2023). Для этого вычислим эффективные значения коэффициента теплообмена и температуры окружающего воздуха (α_E и θ_E соответственно), которые описываются уравнениями состояния (Сосновский, 1984):

$$c_{\alpha_E} = \alpha(1 + 1.95 \times 10^{-2}a) + 0.205(\theta_A/100)^3$$

$$\theta_E = \{\alpha[\theta_A - 1.95 \times 10^{-2}(b - p_A \omega_A)] + 19.9(\theta_A/100)^4\}/\alpha_E, \quad (3)$$

где p_A и ω_A — упругость насыщенного водяного пара при температуре θ_A и относительная

влажность воздуха. Коэффициенты a и b описывают линейную аппроксимацию $p_A(\theta)$, $p_A(\theta) = a\theta + b$. Параметры соотношения (4) обсуждаются в работе (Сосновский, 1984). Тогда:

$$\lambda \cdot \frac{\delta T}{\delta h} = \alpha_E(\theta_0 - \theta_E), \quad (4)$$

где θ_0 — температура земной поверхности.

Примем за плотность песчаных отложений её среднее значение в естественном залегании 1500 кг/м^3 (Алексеев и Калугин, 2009). Вычислим эффективное излучение ночной поверхности и выразим λ из вышеуказанных уравнений теплопроводности двумя способами (метод косвенного расчёта радиационного баланса и метод А.В. Сосновского), затем сравним полученные значения влажности грунта, которые будут соответствовать вычисленной теплопроводности. Это и будет являться проверкой проведенных расчётов.

Таблица 1. Примеры результатов расчёта коэффициента теплопроводности

Дата	Время	Формулы (1), (2)		Формулы (3), (4)	
		W, отн. ед.	λ , Вт/(м · К)	W, отн. ед.	λ , Вт/(м · К),
19.09.2022	0:00	0.13	1.28	0.12	1.20
21.09.2022	3:00	0.10	1.12	0.10	1.12
29.08.2023	0:00	0.08	1.09	0.07	1.06
30.08.2023	0:00	0.07	1.07	0.07	1.06
01.09.2023	3:00	0.11	1.15	0.10	1.12

Влажность грунта, при одинаковой его плотности, изменяется в диапазоне 0.05-0.15 для первого метода и 0.05-0.12 для второго, что не противоречит наблюдавшимся погодным условиям в период выполнения полевых работ.

В целом, проведённое сравнение показывает, что оба метода дают схожие результаты, и выбрать наилучший между ними достаточно сложно. Для этого необходимо наличие влажности грунта на момент выполнения измерений. Вторым, вероятно более точным методом, является моделирование процессов тепломассопереноса на длительный срок, и сравнение полученных результатов с данными термометрии (Лебедева и др., 2019). Это и является следующим этапом работы авторов.

Авторы благодарят Попова С.В. (СПбГУ) за помощь при подготовке настоящей публикации, Безгрешнова А.М. и Иванова Б.В. (ААНИИ) за предоставление приборов и помощь в работе с ними, Андрееву Д.О. (СПбГУ) и Боронину А.С. (ГГИ) за помощь в выполнении полевых измерений, Лебедеву Л.С. (ИМЗ СО РАН) за организацию и логистическое обеспечение полевых работ, также своих коллег из СПбГУ, ААНИИ и Института мерзлотоведения за помощь при выполнении исследований. Работа выполнена при финансовой поддержке гранта

РНФ и Якутского научного фонда Проект № 22-17-20040 «Субаэральные и подозёрные талики в сплошной криолитозоне Восточной Сибири: происхождение, современное состояние и реакция на изменение климата».

Список литературы

- Алексеев В.М., Калугин П.И.* Физико-механические свойства грунтов и лабораторные методы их определения / Воронеж: ВГАСУ, 2009. – 89 с.
- Гаврильев Р.И.* Теплофизические свойства горных пород и напочвенных покровов криолитозоны. Автореф. дисс. докт. техн. наук. Якутск.: Изд-во Институт мерзлотоведения им. акад. П.И. Мельникова, 1999. 362 с.
- Кмито А.А., Скляр Ю.А.* Пиргелиометрия / Л.: Гидрометеиздат, 1981. – 232 с.
- Лебедева Л.С., Бажин К.И., Христофоров И.И., Абрамов А.А., Павлова Н.А., Ефремов В.С., Огонеров В.В., Тарбеева А.М., Федоров М.П., Нестерова Н.В., Макарьева О.М.* Надмерзлотные субаэральные талики в бассейне реки Шестаковка (Центральная Якутия) // Криосфера Земли, 2019. Т. XXIII. № 1. С. 40–50.
- Матвеев Л.Т.* Курс общей метеорологии. Физика атмосферы // Под ред. В. Г. Морачевского – Л.: Гидрометеиздат, 1984. – 738 с.
- Попов С.В., Боронина А.С., Лебедева Л.С.* Моделирование температуры грунта на участках распространения субаэральнх таликов Центральной Якутии на примере водосбора реки Шестаковка // Сборник тезисов Всероссийской научно-практической конференции «Мерзлотные почвы в антропоцене», Салехард – Лабытнанги, ЯНАО, Россия, 20-26 августа 2023, С. 123–124.
- Прохорова У.В., Терехов А.В., Иванов Б.В., Веркулич С.Р.* Расчёт составляющих теплового баланса ледника Альдегонда (Западный Шпицберген) в период абляции по данным наблюдений 2019 года // Криосфера Земли, 2021. Т. XXV. № 3. С. 50–60.
- Сосновский А.В., Осокин Н.И.* Влияние мохового и снежного покровов на устойчивость многолетней мерзлоты на Западном Шпицбергене при климатических изменениях // Вестник Кольского научного центра РАН, 2018. № 3. С. 178–184.
- Сосновский А.В.* Математическое моделирование влияния толщины снежного покрова на деградацию мерзлоты при потеплении климата // Криосфера Земли, 2006. Т. X. № 3. С. 83–88.
- Sukhanova A., Bantsev D., Popov S., Boronina A., Shimanchuk E., Polyakov S.* The current state of Lake Dǎlk (Larsemann hills, East Antarctica) // Polar Science, 2023. V. 38. P. 100–106.

ПРИМЕНЕНИЕ МЕТОДОВ МАШИННОГО ОБУЧЕНИЯ ДЛЯ ВОССТАНОВЛЕНИЯ ОТНОСИТЕЛЬНЫХ УПРУГИХ ПАРАМЕТРОВ ГЕОЛОГИЧЕСКОЙ СРЕДЫ

Шишкин М.И.^{1*}, Буторин А.В.²

¹Санкт-Петербургский государственный университет, Университетская наб., 7-9, Санкт-Петербург, 190034, Россия, *MishSish.ka@yandex.ru

²ООО «Газпромнефть НТЦ», наб. реки Мойки, 75-79, Санкт-Петербург, 190000, Россия

Восстановление относительных упругих параметров среды из трассы коэффициентов отражения может рассматриваться как один из этапов сейсмической инверсии, широко применяющейся при динамической интерпретации данных сейсморазведки. В случае акустической инверсии этот этап не представляет сложности: восстановление относительного акустического импеданса осуществляется с помощью простой рекуррентной формулы (Ампилов и др., 2009). В более сложном случае синхронной инверсии для восстановления относительных упругих параметров необходимо решить задачу обращения системы линейных уравнений Цепритца, используемых для расчёта угловых коэффициентов отражения. Решение этой задачи в аналитическом виде затруднено, что создаёт основания для применения алгоритмов машинного обучения.

В данной работе обсуждается возможность восстановления относительных скоростей продольных (V_p) и поперечных (V_s) волн, а также относительной плотности (Rho) из набора трасс угловых коэффициентов отражения. Для решения поставленной задачи используется инструмент машинного обучения, реализованный в библиотеке «sklearn» языка программирования Python. Обучение регрессоров производится на синтетических данных, тестирование на реальных скважинных данных.

На первом этапе работы необходимо выбрать данные, на которых регрессоры будут обучены восстанавливать относительные упругие свойства из угловых коэффициентов отражения. Для повышения общности решения, в качестве таких обучающих данных берутся синтетические кривые контрастов упругих свойств, содержащие физически реализуемые значения. Набору трасс контрастов V_p , V_s , Rho ставится в соответствие массив коэффициентов отражения для продольной волны, рассчитанных с помощью системы линейных уравнений Цёппритца для различных углов падения. Диапазон углов берётся от 0 до 40 градусов, что отвечает возможностям современных методов сейсморазведки. Таким образом, мы имеем два массива данных, и можем обучить регрессоры переходить от коэффициентов отражения к относительным изменениям свойств.

В работе рассмотрено применение нескольких регрессоров из библиотеки «sklearn» языка программирования Python: «RandomForestRegressor», «KNeighborsRegressor»,

«MLPRegressor», «LinearRegression». Алгоритм «LinearRegression» представляет из себя стандартную мульти-регрессию с регуляризацией Тихонова; алгоритм «RandomForestRegressor» основан на регрессии по методу «случайный лес», в основе которого лежит обучение множества решающих деревьев с осреднением получаемых прогнозов; алгоритм «KNeighborsRegressor» - регрессия на основании метода ближайших соседей, в основе которого лежит локальная интерполяция по заданному количеству ближайших точек; алгоритм «MLPRegressor» представляет из себя однослойную нейронную сеть (<https://scikit-learn.org>). Качество обучения регрессоров на модельных данных можно оценить с помощью коэффициентов детерминации, представленных на рисунке 1. Высокие значения коэффициентов указывают на наличие явной зависимости между массивами коэффициентов отражения и контрастов свойств.

RandomForestRegressor	0,99
MLPRegressor	0,95
LinearRegression	0,95
KNeighborsRegressor	0,93

Рисунок 1. Таблица коэффициентов детерминации для различных регрессоров.

После обучения регрессоров, необходимо проверить их предсказательную силу на «слепых» тестах. Для этой цели выбрано несколько каротажных кривых, для которых рассчитаны угловые коэффициенты отражения (с помощью системы линейных уравнений Цёппритца) и массивы контрастов упругих свойств. На первом этапе коэффициенты отражения подаются регрессору в «чистом» виде, далее к ним добавляется случайный шум разной величины. Полученные на каждом этапе прогнозные кривые контрастов V_p , V_s и Rho сравниваются с исходными кривыми путём расчёта коэффициента линейной корреляции.

Результат проведения эксперимента на не зашумлённых данных показан на рисунке 2. Лучшие коэффициенты корреляции позволяет получить метод множественной линейной регрессии. На рисунке 3. показано сопоставление тестовой и предсказанной трассы V_p , полученной с помощью LinearRegression. Метод линейной регрессии характеризуется высокой скоростью обучения регрессионной модели, а также абсолютной повторяемостью результата от реализации к реализации. Высокие коэффициенты корреляции демонстрирует MLPRegressor, в основе которого лежит нейронная сеть. Однако обучение данного алгоритма занимает много больше времени, чем для линейной регрессии, а получаемые коэффициенты корреляции колеблются в некоторых нешироких пределах. RandomForestRegressor, при

обучении которого коэффициент детерминации был наиболее высоким, на тестовой выборке показал не самые лучшие результаты. Вероятнее всего, это объясняется переобучением алгоритма. По длительности обучения алгоритм «случайного леса» занимает второе место после алгоритма на основе нейросети. Самые низкие коэффициенты корреляции показал метод KNeighborsRegressor, однако стоит отметить высокую скорость работы данного алгоритма.

	Контраст Vp	Контраст Vs	Контраст Rho
LinearRegression	0,99	0,99	0,99
MPLRegressor	0,98	0,99	0,99
RandomForest	0,87	0,85	0,8
KNeighbours	0,8	0,77	0,7

Рисунок 2. Таблица коэффициентов корреляции прогноза и истинных значений контрастов упругих свойств, полученных для данных без добавления случайного шума.

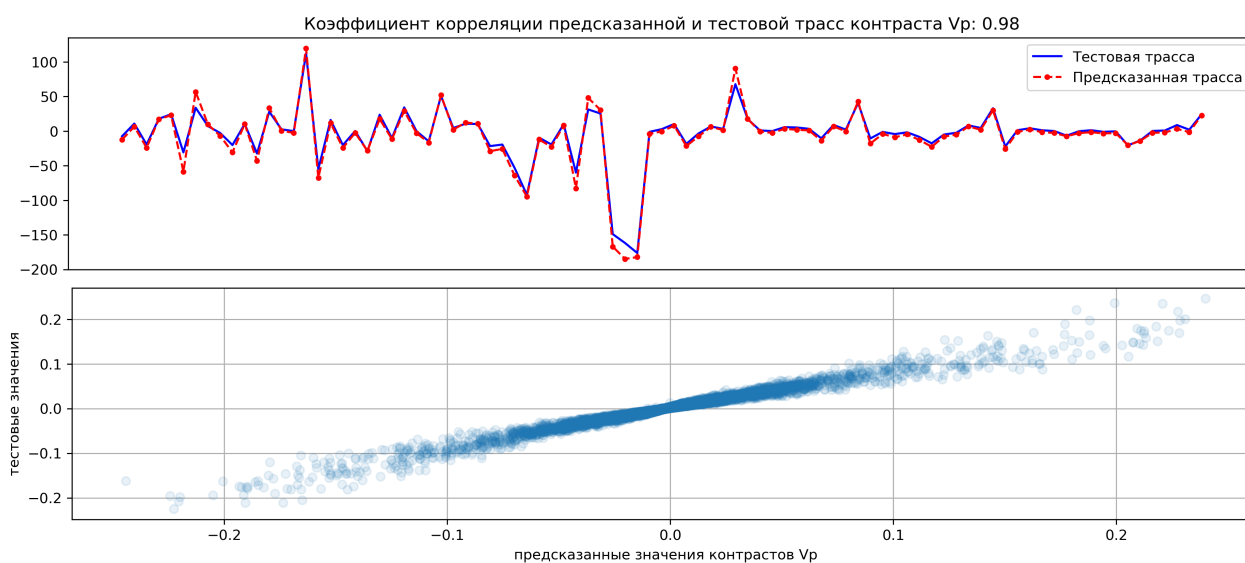


Рисунок 3. Результат прогноза контраста скорости продольной волны Vp методом множественной линейной регрессии при отсутствии шума в данных.

В ходе дальнейших экспериментов в значения коэффициентов отражения вносился случайный шум, величина которого составляла от 1 до 5%. Результаты предсказания упругих параметров в зависимости от уровня шума демонстрируются на рисунке 4. Вычисления показали, что внесение случайного шума во входные данные сильно сказывается на результатах работы регрессоров. Наиболее ярко эта тенденция проявлена для линейной регрессии, для которой коэффициенты корреляции прогнозов падают до околонулевых значений. Прочие регрессоры оказываются более устойчивы, однако их коэффициенты корреляции также значительно убывают с ростом уровня шума: при 4-5% демонстрируется падение коэффициента

не менее чем в два раза. При наличии шума во входных данных наиболее точные прогнозы контрастов упругих параметров даёт MLPRegressor.

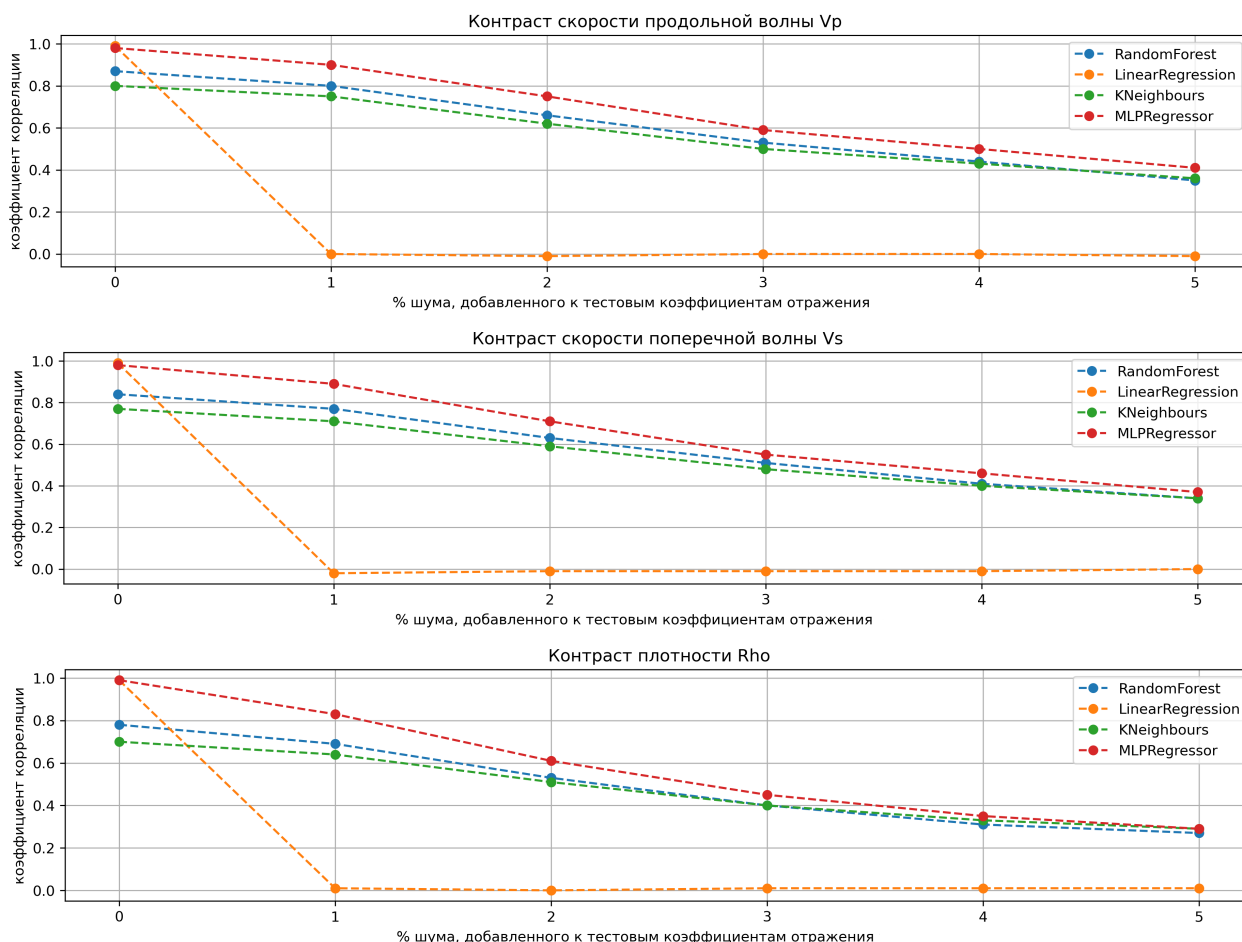


Рисунок 4. Влияние случайного шума, добавляемого в тестовые коэффициенты отражения, на качество восстановления параметров разными регрессорами.

Таким образом, методы машинного обучения могут быть применены для решения задачи прогнозирования упругих параметров реальных сред. На качество прогноза оказывает влияние шумовая компонента, присутствующая в тестовых данных. Множественная линейная регрессия не применима для прогнозирования относительных упругих параметров в случае наличия шума; наиболее перспективен для решения поставленной задачи MLPRegressor. Стоит отметить, что KNeighborsRegressor обучается значительно быстрее регрессора на основе нейросети, что делает возможным его применение для экспресс-анализа в случае большого объёма данных.

Список литературы

Ампилов Ю.П., Барков А.Ю., Яковлев И.В., Филиппова К.Е., Приезжев И.И. Почти всё о сейсмической инверсии. Часть 1 // Технологии сейсморазведки, 2009. №4. С. 3–16.
Scikit-learn: Machine Learning in Python, <https://scikit-learn.org> (дата обращения: 20.01.2024).

MORPHOLOGY OF THE PALEOGENE SAND INTRUSIONS OF THE SOSNOV FORMATION IN THE ULYANOVSK-SYZRAN VOLGA REGION

Hamada N.^{1,2*}, Zorina S.O.¹

¹Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya St., Kazan, 420008, Russia, *nadia.m.hamada@gmail.com

²Damascus University, Al-baramka, Damascus, Syria

The Paleogene quartz sands and sandstones of the Sosnov formation are widespread in the Ulyanovsk-Syzran Volga region, with a thickness varies between 40 and 150 m, in some places reaching 180 m (Zorina et al., 2023). The formation is defined by extremely uneven distribution, unconformably overlapping the Upper Cretaceous rocks. Sands and sandstones are difficult to separate from each other, since many of them merge into a single sand mass, or the sands participate in complex interlayering with opoka, diatomites and clays. In general, sand injection and fluidization occur on many scales, from giant complexes of 100 to 1000 kilometers to small-scale centimetric features. In the Paleogene of the Ulyanovsk-Syzran Volga region, sand intrusions of the Sosnov formation extended as meridional strips with a width from 5-10 km to 50-60 km.

Sand intrusions are formed when sand is remobilized and injected into the surrounding rock, creating complex geometries that can be difficult to model and drill.

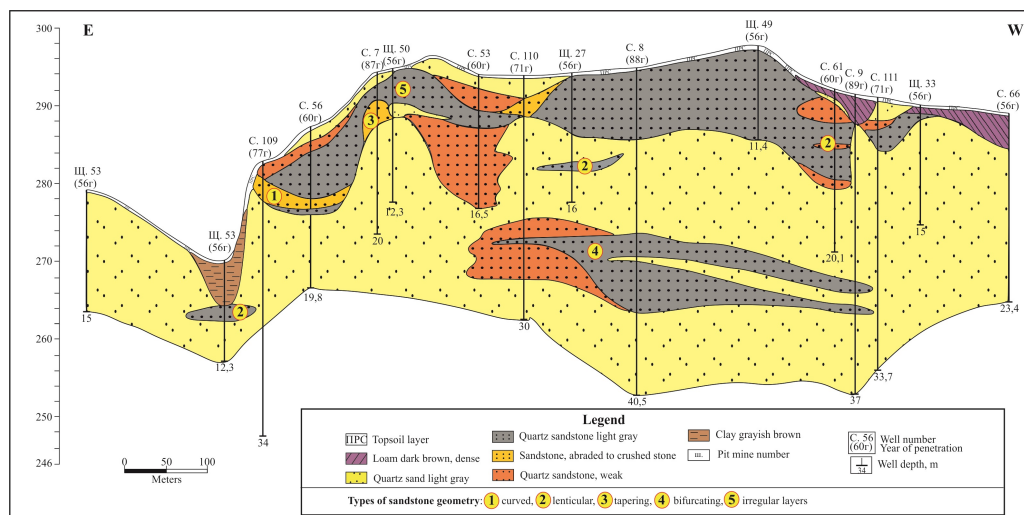


Figure 1. Geological and lithological section of the Skugareevskoye quartz sandstone deposit in the Tashlinsky quarry (Lichman T.I., 1989) shows many types of sandstone geometry.

Observed from geological sections that the sandstones bodies of the Sosnov formation display a range of geometries: straight, curved, lenticular, tapering, and bifurcating, irregular layers, and located at different depths (Fig. 1). These geometries can be inclined and even vertical with a thickness of 0.1 to 10 meters or more.

The length of the lens-shaped sandstone bodies is up to 5-10 m, thickness - 0.3-8 m.

Irregular layers connect, wedge out, and are divided into 2-3 layers. The number of irregular layers varies widely, with thickness varies - from 0.1 to 20.0 m of each layer.

One of the important structures of sandstone in quarries of the Ulyanovsk region was documented by I. P. Miroshnikov (Miroshnikov, 1968). I. P. Miroshnikov notes that in the walls of the Tashlinsky sand deposit quarry, ferruginization is observed in the form of “pillars” extending to depth.

The “Pillars” have an isometric cross-section in plan and extend almost vertically to a depth. Along the perimeter of the section, intense ferruginization can be traced in the form of red sand and ferruginous weak sandstone. The thickness of such a crust is up to 1-2 cm. Further towards the center of the “pillar” the ferruginization drops sharply, and in the center the “pillar” is represented by yellow sand. The “pillars” have different sections of 5-6-10 cm or less. The arrangement of the “Pillars” is uneven. Although, the author does not explain the origin of the unusual structures (assumed as a human factor?), but when examining the Sosnov formation from the perspective of a sandy intrusion, it becomes obvious that in the Tashlinsky quarry there is a “vent part” of the Tashlinsky intrusion.

The essential merit of the studying of Paleogene quartz sandstones intrusions of the Sosnov formation of the Ulyanovsk-Syzran Volga Region of the Southern and Eastern Russian Platform is to develop the unique techniques to anticipating these valuable mineral raw materials (Afanasyeva et al., 2023).

The research was supported by the RSF (project № 22-27-00070, <https://rscf.ru/en/project/22-27-00070>).

List of references

- Afanasyeva N.I., Zorina S.O., Nikashin K.I., Hamada N.* Sand intrusions in Paleogene deposits of the Ulyanovsk-Syzran Volga region (east of the Russian plate) // News of the Ural State Mining University, 2023. Vol. 1(69). P. 46–56.
- Zorina S.O., Afanasyeva N.I., Hamada N., Nikashin K.I., Sokerin M.Yu.* Quartz sandstones of the Sosnovka sequence of the Paleogene of the Ulyanovsk-Syzran Volga region (east of the Russian plate): material composition and origin // News of Saratov University. New episode. Series: Earth Sciences, 2023. T. 23, N. 1. P. 21–30.
- Lichman T.I.* Report on prospecting and prospecting and evaluation work to identify deposits of quartz sandstones and construction sands for the operating Kuchurovsky crushed stone plant in the Ulyanovsk, Sengileevsky and Terengulsky districts of the Ulyanovsk region, carried out by the Ulyanovsk PSP in 1986-1989. Gorky, 1989. 5 books, 572 pp., 1 paragraph,

24 sheets. Ulyanovsk branch of the TFGI in the Volga Federal District. Inv. No. 216. Stock source.

Miroshnikov I.P. Report: Geological description of quarries in the Ulyanovsk region. Ulyanovsk, 1968. 32 p. 1 l. graph adj. Ulyanovsk branch of the TFGI in the Volga Federal District. Inv. No. 1549. Stock source..

SEDIMENTARY ENVIRONMENTS AND DEPOSITIONAL PHASES OF THE KURRACHINE DOLOMITE FORMATION IN THE PALMYRIDE BASIN, SYRIA

Nosheen M.^{1,2*}, Zorina S.O.¹, Hamada N.^{1,2}

¹Kazan Federal University, 18 Kremlyovskaya St., Kazan 420008, Russia,

*nosheen.g.mohammad@gmail.com

²Damascus University, Al-baramka, Damascus, Syria

Syria is situated on the northern edge of the Arabian plate and features four significant tectonic zones and structural highs: the Palmyride area, the Sinjar-Abd El Aziz area, the Euphrates Fault System, and the Dead Sea Fault System (Brew et al. 2001). The Twenan field, located 70 km north of Palmyra, is a crucial area with substantial potential for oil and gas production, housing the Kurrachine Dolomite and Butma formations (Wood, 2015). Covering an area of 33 square kilometers, this field is part of the North Palmyra unit and has seen the drilling of 23 wells. Various types of well log data, including SP, gamma ray, and resistivity log data, were utilized to assess the field's oil and gas potential. The Twenan well (1) was specifically drilled to evaluate the oil potentials of formations from different geological ages, such as the Marqada formation from the Carboniferous period, the Kurrachine Dolomite from the Middle Triassic, and the Haramon from the Jurassic period. This comprehensive study has revealed the Twenan field to be a significant reservoir of oil and gas resources.

The Kurrachine Dolomite formation, situated in the Palmyride Basin of Syria, is a geological formation primarily composed of calcareous and dolomitic rocks (Brew et al. 2001), along with varying proportions of marls and marly limestone. These rocks are distributed across three components, each characterized by recurring layers of calcareous, marly limestone, or dolomitic materials, interspersed with discontinuities and layers of pure marl or marly limestone (Brew et al. 2003). As the layers progress upwards, the thickness of calcareous or marly limestone deposits decreases, while the amount of marly limestone and dolomitic rocks increases, becoming more noticeable at the top of each component (Lučić et al. 2010).

The formation's sedimentary history reveals significant changes in the way sediments were

deposited over time. Initially, there was a substantial marine transgression, leading to the deposition of sediments in the lower member of the formation. As time progressed, the intensity of this transgression decreased during the second and third phases, resulting in the successive deposition of sediments in both the middle and upper members. Throughout these phases, the deposition processes were influenced by fluctuations in the base level of sedimentation, caused by continuous variations in the equilibrium water level.

The research also emphasizes the impact of changes in the base level of sedimentation due to continuous variations in the equilibrium water level, as well as the existence of contemporaneous faults within the sediments of certain phases, bolstering the interpretation of neutral depositional sequences. The sediments gradually shifted from underwater to shoreline and then to above-water environments, without displaying distinct repeating patterns in the types of rocks deposited. This absence of clear patterns bestowed these layers with the attribute of being neither regressive nor transgressive, except in a few specific instances.

The sedimentary conditions of the Kurrachine Dolomite formation evolved to accommodate the deposition of different units, each indicative of specific depositional environments. The initial phase witnessed the positioning of the lower member of the formation, characterized by calcareous and marly limestone units, within the framework of the transgression of the Tethys Sea. This transgression advanced from the east and north towards the west and southwest, inundating the region's lands. The deposition occurred on a gently sloping seabed within a relatively deep, calm, and subtidal environment, proximate to the continental margin. The second phase constituted a continuation of the previous one without conspicuous interruptions in sedimentation, with marine transgression persisting and sediments of the middle member units being deposited on a more extensive and less inclined basal deposition level (Mohammad et al. 2023). A distinguishing feature of this phase was the recurring alterations in water layer thickness, manifested rhythmically as limestone and marly limestone cycles, indicating environments of greater depth and tranquility compared to those of lesser depth and higher energy, responsible for the deposition of dolomitic and marly limestone beds.

The third phase constituted a continuation of the sedimentary processes that prevailed at the end of the second phase, without clear evidence of cessation or interruption in sedimentation. During this period, the basal unit comprised of calcareous and marly limestone settled on a nearly horizontal seabed, situated in a deeper and less energetic environment, characterized by limited openness. The middle unit, dominated by dolomitic materials with stromatolitic structures and thick layers rich in marl, indicated a depositional environment closer to the shallows, transitioning to substantial marly limestone layers as the environment

deepened towards the end of this phase. The sediments of the upper member of the formation were deposited in transitional zones along the coastlines, occasionally interrupted by local elevations, and were characterized by low energy and stable conditions, primarily associated with expansive and gradually deepening embayments and lagoons.

In conclusion, The Kurrachine Dolomite formation displays a significant depositional evolution, characterized by a substantial marine transgression during the initial phase, wherein the sediments of the lower member of the formation were deposited. Gradually, the intensity of this transgression diminished during the second phase and further during the third. Consequently, sediments were successively deposited within both the middle and upper members. Throughout these phases, the deposition processes, especially during the second and third phases, were influenced by fluctuations in the base level of sedimentation due to continuous variations in the equilibrium water level. These environmental transitions culminated in transitional zones along the coastlines, occasionally interrupted by local elevations, and were characterized by low energy and stable conditions, primarily associated with expansive and gradually deepening embayments and lagoons.

This work has been supported by the Kazan Federal University Strategic Academic Leadership Program (PRIORITY-2030).

List of references

- Brew G., Barazangi M., Al-Maleh A.K., Sawaf T.* Tectonic and geologic evolution of Syria // *GeoArabia*, 2001. V. 6, №. 4, P. 573–616. <https://doi.org/10.2113/geoarabia0604573a>
- Brew G., Best J., Barazangi M., Sawaf T.* Tectonic evolution of the NE Palmyride mountain belt, Syria: The Bishri crustal block // *Journal of the Geological Society*, 2003. V. 160, № 5, P. 677–685. <https://doi.org/10.1144/0016-764902-16>
- Lučić D., Ivković Z., Foršek G., Takač D., Bubnić J., Koch G.* Depositional sequences and palynology of Triassic carbonate evaporite platform deposits in the Palmyrides, Syria // *Geological Society, London, Special Publications*, 2010. V. 329, № 1, P. 43–63. <https://doi.org/10.1144/SP329.3>
- Mohammad N., Hamada N., Tawil A., Abdullah A., Al-tarboush A.* Lithostratigraphy and geological evolution of Triassic rocks in the Palmyride Basin in Syria // *News of the Ural State Mining University*, 2023. V. 70, № 2, P. 7–17. <http://doi.org/10.21440/2307-2091-2023-2-7-17>
- Wood B.G.M.* Rethinking post-Hercynian basin development: Eastern Mediterranean region // *GeoArabia*, 2015. V. 20, №. 3, P. 175–224. <https://doi.org/10.2113/geoarabia2003175>

DEGRADATION OF PERMAFROST IS A GREAT CHALLENGE FOR THE FUTURE OF OUR PLANETSyed Z.A.^{1*}, Vichare A.S.¹, Abbas S.²¹Saint Petersburg State University, 7-9 Universitetskaya nab., St. Petersburg, 199034, Russia,

*zaingeology@gmail.com

²Karakorum International University, Main KIU Road, Gilgit-Baltistan, 15100, Pakistan

A crucial part of Earth's cryosphere (frozen), permafrost degradation is a growing problem with serious implications for the planet's future. Permafrost has been rapidly melting over the past several decades in the Arctic due to rising global temperatures and adverse meteorological and climatological circumstances, which has disrupted its essential role in the health of both terrestrial and aquatic ecosystems. An overview of the multifaceted effects of permafrost degradation on many environmental, biological, social, and economic dimensions can be found in this paper. We review the latest advancements in the study of permafrost sensitivity in the Earth context systems and warming hazards by biogeochemical cycle and interaction with cryosphere.

The cryosphere consists of permafrost, seasonally frozen land, ice sheets and ice shelves, icebergs, glaciers, and ice caps, solid precipitation, as well as snow, sea ice, lake, and river ice (Tobias, et al., 2021). In the cryosphere, permafrost is one of the most common and essential regions, this occurred extensively with an areal extent of about 20-23 million km² for the existing permafrost on the Earth's surfaces in the past and at present, and will occur in the future (Jin et al., 2022). Permafrost is frozen ground that is below the freezing point of water (0°C or less) for two or more years (Li et al., 2023). It can contain organic-rich soil (Yedoma) or be sandy and rocky. It may contain frozen water or be relatively dry. However, it is also often considered part of the geosphere because it contains rocks and soils. Permafrost soils on land, and in ocean shelves, contain large pools of organic carbon, which must be thawed and decomposed by microbes before it can be released mostly as CO₂. Where oxygen is limited, as in waterlogged soils, some microbes also produce methane, which is increasingly thawing due to global warming. Additionally, hydrological conditions such as groundwater storage and discharge to surface runoffs through improving hydraulic connectivity and reactivation of groundwater flow systems are also important for the thawing of permafrost. The melting bodies of excess ground ice may create standing water conditions in pools and lakes, where a lack of oxygen will produce methane (Ciais et al., 2013). These changes can disrupt habitats, alter biodiversity, and affect the delicate balance of ecosystems. Depending on the carbon and ice content of the permafrost, and the hydrological regime, this mechanism could trigger relatively fast local permafrost degradation under warming.

The modern period is characterized by fair thermal stability of the ground. Short-term

ground temperature fluctuations in the recent years are mainly caused by abnormally snowy and abnormally dry winters. Due to more frequent abnormal winter seasons, ranges of ground temperatures in the active layer have significantly increased, which has to be considered when solving theoretical and practical problems. The active layer thickness (ALT), which is above permafrost and undergoes annual freezing and thawing anthropogenic processes and anthropogenic global warming, is another critical characteristic of the permafrost (Dobinski, 2020; Li et al., 2023). This top-down thaw is driven by temperature and precipitation changes and is relatively slow, typically increasing active layer depth at rates of centimeters per decade (Turetsky et al., 2020).

Furthermore, geomorphic, meteorological data and thermal regime from previous permafrost conditions, however, indicates that the area covered by frozen ground during Quaternary cold stages like the Last Glaciation was far bigger than it is now (Oliva, Fritz, 2018). According to the study, permafrost contains microbes called Psychrophiles (cold-loving bacteria or archaea), dating over 400,000 years. These bacteria can survive and reproduce in low temperatures, ranging from -20 °C and 20 °C (Abramov et al., 2021). Thus, Permafrost is a vital component of the cryosphere. Consequently, the degradation of permafrost, poses a growing threat to ecosystems, human health, and the global climate. Hence, it is believed that many of the viruses and bacteria that have infected people throughout history, such as the bubonic plague, smallpox and anthrax, are dormant in this frozen layer. As thaw continues, increasing activity from long-dormant microorganisms may already be contributing to modifying cryospheric ecological processes with greenhouse gas emissions. Microbial populations embedded in the permafrost concurrently force change from the bottom up while atmospheric warming causes permafrost to melt from the top down known as active-layer thickening. This complex restructuring reveals a novel disturbance to the permafrost ecosystems, which leads to cryospheric change. The potential risk was highlighted by a Siberian anthrax outbreak that was connected to a decades-old reindeer body exposed by thawing permafrost and infected with the bacteria (Ezhova et al., 2021). Furthermore, scientists remain doubtful about the likelihood that diseases like smallpox and the 1918 Spanish flu, which are known to thrive on the frozen tundra, may spark epidemics due to the widespread burial ground of deceased victims from these diseases. With unknown effects, Methuselah micro-organisms traits that enable them to remain viable for a million years or longer are leading paleo-ecosystem dynamics into the modern cryospheric landscapes (Miner et al., 2021). Even as the thought of "zombie-viruses is scary, there are still unsolved issues surrounding the amount of harm these ancient bacteria truly represent.

According to emerging research and review, the degradation of permafrost may have

Table 1. The selection of sample studies detecting microorganisms entrained in cryospheric environments.

Location	Year	Section type	Constituents of Microorganisms	Reference
Russia, Canada	2007	Permafrost core	Actinobacteria sp.	Johnson et al.
Russia	2015	Permafrost	<i>Mollivirus sibericum</i>	Legendre et al.
Russia	2016	Permafrost	Siberian <i>Bacillus anthracis</i>	Ezhova et al.
Russia	2017	Permafrost core	Actinobacteria, Proteobacteria	Mackelprang et al.
Russia	2019	Permafrost core	Actinobacteria sp., <i>Bacillus</i> sp.	Burkert et al.

an impact on greenhouse gas emissions because of increased microbial turnover and the complex diversity and functioning of the permafrost microbiome. In addition, an ecosystem that is already stressed by pollution can be restored by microbial species from a range of phyla that transport hazardous materials through atmospheric deposition, infrastructural leaks, spontaneous discharge, and melting cryosphere.

List of references

- Abramov A., Vishnivetskaya T., Rivkina E. Are permafrost microorganisms as old as permafrost? // FEMS Microbiology Ecology, 2021. V. 97.
- Bolch T., Christiansen H.H. Mountains, lowlands, and coasts: The physiography of cold landscapes // Elsevier, 2021. P. 199-213.
- Burkert A., Douglas T.A., Waldrop M.P. Mackelprang R. Changes in the active, dead, and dormant microbial community structure across a Pleistocene permafrost Chronosequence. // Appl. Environ. Microbiol, 2019. V. 85.
- Ciais P., Sabine C., Bala G., Bopp L., Brovkin V., Canadell J., Chhabra A., DeFries R., Galloway J., Heimann M., Jones C., Le Quéré C., Myneni R.B., Piao S., Thornton P. Carbon and Other Biogeochemical Cycles. // Climate Change 2013: The Physical Science Basis. Contribution of Working Group I to the Fifth Assessment Report of the Intergovernmental Panel on Climate Change, 2013.
- Ezhova E., Orlov D., Suhonen E., Kaverin D., Mahura A., Gennadinik V., Kukkonen I., Drozdov D., Lappalainen H.K., Melnikov V., Petäjä T., Kerminen V.-M., Zilitinkevich S., Malkhazova S.M., Christensen T.R., & Kulmala M. Climatic factors influencing the anthrax outbreak of 2016 in Siberia, Russia. // EcoHealth, 2021. V. 18(2). P. 217–228.
- Jin H., Huang Y., Bense V.F., Ma Q., Marchenko S.S., Shepelev V.V., Hu Y., Liang S., Spektor V.V., Jin X., Li X., & Li X. Permafrost degradation and its hydrogeological impacts // Water, 2022. V. 14(3). P. 372.

- Johnson S.S., Hebsgaard M.B., Christensen T.R., Willerslev E.* Ancient bacteria show evidence of DNA repair // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 2007. V. 104. P. 14401–14405.
- Legendre M., Lartigue A., Bertaux L., Jeudy S., Bartoli J., Lescot M., Alempic J.-M., Ramus C., Bruley C., Labadie K., Shmakova L., Rivkina E., Coute' Y., Abergel C., Claverie J.-M.* In-depth study of Mollivirus sibericum, a new 30,000-yold giant virus infecting Acanthamoeba // *Proc. Natl Acad. Sci. USA*, 2015. V. 112. P. 5327–5335.
- Li W., Yan D., Weng B., Zhu L.* Research progress on hydrological effects of permafrost degradation in the Northern Hemisphere // *Geoderma*, 2023. V. 438.
- Mackelprang R., Burkert A., Haw M., Mahendrarajah T., Conaway C.H., Douglas T.A., Waldrop M.P.* Microbial survival strategies in ancient permafrost: insights from metagenomics // *ISME*, 2017. V. 11. P. 2305–2318.
- Miner K.R., D'Andrilli J., Mackelprang R., Edwards A., Malaska M.J., Waldrop M.P., Miller C.E.* Emergent biogeochemical risks from Arctic permafrost degradation // *Nature Climate Change*, 2021. V. 11(10). P. 809–819.
- Oliva M., Fritz M.* Permafrost degradation on a warmer earth: Challenges and perspectives // *Current Opinion in Environmental Science&Health*, 2018. V. 5. P. 14–18.
- Turetsky M.R., Abbott B.W., Jones M.C., Anthony K.W., Olefeldt D., Schuur E.A.G., Grosse G., Kuhry P., Hugelius G., Koven C., Lawrence D.M., Gibson C., Sannel A.B.K., McGuire A.D.* Carbon release through abrupt permafrost thaw // *Nature Geoscience*, 2020. V. 13. P. 138–143.

СПОНСОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

