

XXXIV молодежная научная
школа-конференция,
посвященная памяти
члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца
и академика РАН Ф.П. Митрофанова



«Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии»

Материалы конференции

2-6 октября 2023

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Отделение наук о Земле Российской академии наук
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

**XXXIV Молодежная научная школа-конференция,
посвященная памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца
и академика РАН Ф.П. Митрофанова**

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

2–6 октября 2023 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Санкт-Петербург
2023

УДК [55+548/549+504.5](063)
ББК 26.3, 26.21, 1.18
А437

А437 **Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии.** Материалы XXXIV Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова (Санкт-Петербург, 2–6 октября 2023 г.) [Электронный ресурс]. — СПб: Свое издательство, 2023. — 266 с.
ISBN 978-5-4386-2315-1

УДК [55+548/549+504.5](063)
ББК 26.3, 26.21, 1.18

Тезисы докладов представлены в авторской редакции

Редакционная коллегия: чл.-корр. РАН А.Б. Кузнецов
к.г.-м.н. Т.С. Зайцева
к.г.-м.н. Д.В. Доливо-Добровольский
к.г.-м.н. М.В. Стифеева

ISBN 978-5-4386-2315-1

© Коллектив авторов, 2023
© ИГГД РАН, 2023
© Свое издательство, 2023

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Отделение наук о Земле Российской академии наук
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель

А.Б. Кузнецов – чл.-корр. РАН, директор ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Заместитель председателя

Т.С. Зайцева – к.г.-м.н., зам. директора ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Секретарь оргкомитета

Л.И. Салимгараева – к.г.-м.н., председатель СМУ ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Программный комитет

А.Б. Вревский – д.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Н.Е. Козлов – д.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты

С.А. Светов – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

А.А. Арзамасцев – д.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Ш.К. Балтыбаев – д.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

А.В. Иванов – д.г.-м.н., ИЗК СО РАН, г. Иркутск

П.Ю. Плечов – д.г.-м.н., Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана, г. Москва

С.Г. Скублов – д.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

О.О. Адамович – к.ф.-м.н., Горный университет, г. Санкт-Петербург

П.Я. Азимов – к.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

С.М. Аксенов – д.х.н., ФИЦ КНЦ РАН, г. Апатиты

П.С. Зеленковский – к.г.-м.н., ИЮЗ СПбГУ, г. Санкт-Петербург

Д.В. Доливо-Добровольский – к.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

А.М. Дымшиц – к.г.-м.н., ИЗК СО РАН, г. Иркутск

Рабочий оргкомитет (СМУ ИГГД РАН)

Е.В. Адамская

А.В. Березин

А.А. Гаврилова

Ю.С. Егорова

Е.В. Климова

Г.А. Кучеровский

Д.Р. Ситкина

М.В. Стифеева

СОДЕРЖАНИЕ

Аксенов С.М., Вайтиева Ю.А., Чуканов Н.В., Вигасина М.Ф., Варламов Д.А., Волков С.Н., Расцветаева Р.К.

Новые данные о кристаллохимии и топологии гидратированных минералов группы лабунцовита 10

Александрович О.А., Иванов М.В.

Константа и степень диссоциации NaCl в водном флюиде при температурах 400°C–1000°C и давлениях от 0.5 до 20 кбар. Расчет методом молекулярной динамики 14

Алексеева И.Е., Бессонова А.М., Зеленковский П.С., Подлипский И.И.

Закономерности распространения нефтепродуктов в почвах некоторых объектов нефтепромысла Республики Крым (мыс Казантип, оз. Тобечикское)..... 15

Алентьев Ю.Ю.

Особенности температурного режима подземных вод четвертичных отложений на примере московского водно-ледникового водоносного горизонта в Истринском районе Московской области 19

Асилевич А.А., Коньшев А.А.

Городская пыль г. Петрозаводск: исследования методом РСМА 21

Базова М.М.

Оценка фосфорной нагрузки в озерах Кольского Севера 23

Бакаева А.В.

Петрология грубообломочного материала из неoarхейских молассоидных комплексов Центральной Карелии 27

Баранов Д.Ю.

Формирование химического состава снежного покрова на элементарных ландшафтах Валдайской возвышенности..... 31

Бессонова А.М., Алексеева И.Е., Зеленковский П.С.

Эколого-геохимическая оценка почв в районе основных экологических троп Ялтинского горно-лесного заповедника 33

Богданов Т.В., Зеленковский П.С.

Геохимические особенности распределения некоторых тяжелых металлов в донных отложениях системы озёр Озерявки национального парка «Себежский» 37

Васильев С.С., Коньшев А.А.

Минеральные ассоциации полиминеральных силикатных включений в цирконе из мангерит-подобных пород, Салминский анортозит-рапакивигранитный комплекс, Карелия..... 42

Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К.

Метаморфические минеральные реакции и РТ-оценки формирования парагенезисов в породах Мейерской тектонической зоны (юго-восток Фенноскандинавского щита, Россия)..... 45

Вихоть А.Н.

Интенсивность вибрационного поля г. Сыктывкара 49

Вострецов В.И., Котляров В. А., Паленова Е. Е., Будяк А.Е.

Условия образования гранатовых сланцев аунакитской свиты Мараканского золоторудного узла (Бодайбинский район) 51

Вурмс Д.М., Кислов Е.В.

Сравнение состава хромшпинели хромититов концентрически-зональных ультрамафит-мафитовых массивов: Маринкина, Нижнетагильского и Иовского тела... 53

Галева Е.В., Зыкова Т.С.

Бериллсодержащие редкометальные пегматиты Шонгуйского месторождения: геологическое положение и геохимические характеристики 57

Галимов Т.Л., Шанина В.В.

Базальты Салминского проявления (Южная Карелия) 60

Гладкочуб Е.А., Дымшиц А.М., Костровицкий С.И.

Особенности химического состава ксенокристаллов клинопироксена из северных полей кимберлитов Якутской алмазоносной провинции (Сибирский кратон) 64

Гончарук И.С., Кислов Е.В., Вантеев В.В.

Нефрит Воймаканского месторождения, Средне-Витимская горная страна: геохимические особенности и проблемы генезиса..... 67

Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г., Мамыкина М.Е.

Палеопротерозойские ортогранулиты Далдынской глыбы Анабарского щита и их корреляция с субдукционным магматизмом Хапчанского террейна..... 70

Донченко Д.Р., Акимова Е.Ю., Савельев А.Д., Яркова Д.Д.

Минералогия кальцифиров хапчанского комплекса, Анабарский щит..... 74

Дымшиц А.М.

Методы и подходы реконструкции термального режима литосферной мантии древних кратонов 76

Евсюкова А.А.

Особенности гранатов из кристаллических сланцев и их коры выветривания мурхойской свиты (Нижнеудинского района, Иркутской области) 78

Егорова С.В., Мельник А.С., Степанова А.В.

Палеопротерозойские дайки долеритов района оз. Кенас (Карельский кратон, Фенноскандинавский щит): особенности состава и условий кристаллизации 82

Забавчик Н.И., Пахомовский Я.А., Михайлова Ю.А.

Петрохимическая характеристика фонолитов Контозерского комплекса и их сравнение с нефелиновыми сиенитами Кольской щелочной провинции 84

Злобина Т.В., Шулаков Д.Ю.

Сейсмологические наблюдения при добыче калийных солей Верхнекамского месторождения 88

Зуева О.А., Рудык А.Э., Шмыглева П.К.

Источники кремнезема для позднемеловых силицитов нижеберезовской подсвиты ... 92

Исмагилова Э.И., Сенчина Н.П.

Проявление в потенциальных полях активных разломов Анатолийской плиты и их связь с землетрясениями..... 95

Кириленко Н.Н.

Методика проведения комплексных лабораторных испытаний на определение физико-механических, прочностных и деформационных свойств грунтов..... 100

Козлова А.В.

Обзор состояния минерально-сырьевой базы углеводородов Северо-Кавказского федерального округа 104

Колотыгина В.Н., Солдатова Е.А., Кривенко Л.А.	
Потоки метана с фоновых и антропогенно-нарушенных участков Обского болота....	108
Колотыгина В.Н., Солдатова Е.А., Алисиевич В.Д., Иванов В., Муминов Б.Х.	
Физико-химические параметры воды и потоки метана и углекислого газа с поверхности зарастающей литорали озера Кучак (Западная Сибирь)	112
Коньшев А.А.	
Расплавные включения примитивных гранитоидов Салминского анортозит-рапакивигранитного комплекса: состав, летучие	116
Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А.	
Геофизические ограничения при моделировании тепловой эволюции Луны	119
Кузнецов И.А., Захаров А.В., Дольников Г.Г., Ляш А., Шашкова И.А., Карташева А.А., Дубов А.Е.	
Реголит и плазменно-пылевая динамика Луны.....	121
Лебедев А.Ю., Александров И.А., Ивин В.В., Ивина В.В.	
Новые данные U/Pb-датирования меловых магматических пород Баджальского террейна (Среднее Приамурье).....	122
Лютиков А.В.	
О характере осадконакопления и температурных условиях метаморфизма в палеопротерозойских структурах Карельского кратона	125
Максимов П.Н., Калинина Н.А., Даси Э.Ш.С./, Рудмин М.А.	
Опыт создания инъекционных наноудобрений на основе галлуазита и сульфата цинка методом химической активации	126
Мамыкина М.Е., Левашова Е.В.	
Возраст и продолжительность формирования полифазного Белокурихинского массива гранитов, Горный Алтай	129
Матвеева В.А., Куликова Ю.А.	
Проблемы образования и утилизации фильтрата полигонов твердых коммунальных отходов	132
Машина Е.В.	
Черные пигментные холелиты: морфология, состав, структурная организация.....	136
Морохин А.И., Исаенко С.И., Шумилова Т.Г.	
Рамановская спектроскопия минералов системы Cu-Fe-S и Cu-S на примере сульфидов меди Волковского месторождения (Средний Урал, Россия).....	137
Мохаммад Н., Зорина С.О., Хамад Н., Канжо С., Аль-Тарбуш	
Седиментологическая и палеогеографическая эволюция доломитовой формации Курачина в нефтегазовом бассейне Пальмиры в Сирии	139
Муликова Д.И., Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Rogov A.M.	
Минеральный состав осадочных отложений озера Кандрыкуль (Республика Башкортостан)	141
Муравьева Е. А., Дымищ А. М., Тычков Н. С.	
Термальное состояние краевой части Сибирского кратона на основе изучения ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитов Куойкского поля (Якутская алмазоносная провинция).....	143
Немов А.Б., Медведева Е.В.	
Тектониты Ильмено-Вишневогорской зоны сдвига (Южный Урал, Россия)	146

Николаева А.Н. Теллур и висмут в колчеданных месторождениях Казахстана	149
Обозная А.В. Методика исследования набухаемости грунтов юго-востока Беларуси под влиянием техногенеза	153
Овчаренко В.М., Тишенская А.В. Закономерности распространения и условия формирования пласта ТП ₂₂ месторождения М.....	156
Овчинников Р.О., Сорокин А.А., Дриль С.И. Геохимические и Sm-Nd изотопно-геохимические особенности метавулканитов дягдаглейской толщи Буреинского континентального массива восточной части Центрально-Азиатского складчатого пояса	159
Паниковский Т.Л., Яковенчук В.Н., Кривовичев С.В. Кристаллическая структура захаровита.....	163
Плотникова Е.С., Бугаев И.А., Солдатова Е.А. Особенности миграции химических элементов в водных объектах в районе Кангаласского угольного месторождения	166
Попова Е.А., Перова Е.Н., Фришман Н.И. Минералогия щелочных пород Тикшеозерского массива	170
Порохина Е.А., Медведев Н.О., Сенчина Н.П. Первые результаты наледной гравиметрической съемки в Сестрорецком разливе.....	174
Похазникова А.А. Анализ химической неоднородности раковин устриц из палеогеновых отложений Ферганской впадины.....	177
Рогов Д.А., Артемьев Д.А. Особенности химического состава вольфрамита Пороховского и Юго-Коневского месторождений W (Южный Урал)	178
Рогова И.В., Стативко В.С., Скублов С.Г. Особенности редкоэлементного состава циркона из гранитов рапакиви Губановской интрузии.....	182
Родионов Г.Н. Петрографический состав галечной фракции ледниковых образований лужской и невской стадий верхневалдайского оледенения	186
Рубан А.С. Минералогия и геохимия метан-производных аутигенных карбонатов континентального склона моря Лаптевых	189
Рубан А.С., Рудмин М.А. Редкоземельные элементы в донных осадках шельфа моря Лаптевых	192
Рудмин М.А., Максимов П.Н., Даси Э. Исследование взаимодействия глауконита с раствором карбамида: адсорбция и интеркаляция азотных веществ	194
Рудмин М.А., Максимов П.Н., Хитрин И. Глауконит как основной минеральный материал для полифункциональных комплексных удобрений: подготовка, характеристика и применение	197

Рудмин М.А., Новгородцева К.В.	
Исследование циклов рудообразования в Западно-Сибирском бассейне ооидовых железняков	200
Румянцева Н.А., Березин А.В.	
Оценка Р-Т параметров кристаллизации габброидов хребта Шака (Южная Атлантика) на основе данных по геохимии клинопироксена	203
Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г.	
Криолит в редкометальных гранитах Восточной Сибири	207
Саидов С.С.	
NeoTron – геофизический прибор нейтронного каротажа с аппаратурой для возбуждения и остановки реакции синтеза	209
Сивцев Д.Е., Торговкин Н.В., Кизяков А.И., Гаврилова А.А.	
Термоденудационные формы на территории геологического памятника природы Мамонтова Гора	212
Сидкина Е.С., Торопов А.С., Конышев А.А.	
Химический состав и формы нахождения элементов в водах затопленного рудника Гербертц (Южная Карелия).....	215
Синюков Р.А.	
Гидродинамические способы повышения нефтеотдачи	218
Смирнов М.В., Рыжов Ю.В.	
Строение, возраст, этапы формирования отложений первой надпойменной террасы реки Брянки (Бурятия)	219
Соловьёва А.Н., Зозуля Д.Р.	
Гидротермальные гематитовые брекчии и жилы месторождения Мыс Корабль: минералогия и генезис	223
Стешенко Е.Н., Баянова Т.Б., Чащин В.В.	
Возраст субщелочных гнейсо-гранитов Колвицкого массива: новые U-Pb данные	226
Суханова К.Г.	
Обзор предполагаемых метеоритных структур Ленинградской области.....	228
Сучков Д.В.	
Термическое обезвреживание отходов водоотведения с последующим включением золы сжигания в цикл производства строительных материалов.....	231
Сущенко А.М., Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Савченко Е.Э.	
Апатит из руд платинометального месторождения Киевей (Кольский полуостров): первые данные	234
Тасенко Д.С., Скрипчинская Е.А.	
Озеленённость урболандшафта, как основной фактор формирования экологического каркаса города (на примере г. Эссентуки)	236
Товпенец Т.Ю.	
Субмикронные алмазы в шунгите	240
Томошевич Н., Прокопьев И.Р.	
Минералого-геохимические исследования Fe-F-REE карбонатитов Улатай-Чозского рудного поля (Южная Тува).....	242
Торговкин Н.В., Гаврилова А.А., Кизяков А.И.	
Гидрохимическая характеристика нижнего течения р. Синяя, Центральная Якутия	243

- Устинова В.В., Бессмертный К.Н., Максимов О.А., Степанова А.В.**
Особенности геологического строения и химического состава палеопротерозойских долеритов Заонежского полуострова Онежской структуры..... 246
- Фатеева А.А., Максимов О.А.**
Онежские гранулиты как основа для наскальных изображений (Онежских петроглифов)..... 248
- Хамада Н., Зорина С.О., Мохаммад Н.**
Исследование микроструктуры кварца в палеогеновых песках Ульяновско-Сызранского Поволжья 251
- Шадрин Г.В., Борисов А.С., Сийдра О.И.**
Эволюция солей Туттона $M^+_2Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ ($M = (K,Rb), Rb, Cs$) с ростом температуры..... 253
- Шалаева А.А.**
Методика отбора кернa при бурении скважин в сложных горно-геологических условиях 254
- Шарнарь Н.Д., Ковальчук А.А.**
Исследование наночастиц жильного кварца шунгитовых пород методами динамического рассеяния света и электронной микроскопии 256
- Шнюкова О.М., Данильев С.М.**
Особенности характеристик естественных электромагнитных полей при геомеханических явлениях в массивах Норильского рудного района 259
- Элбакидзе Е.А.**
Участие пресноводных переотложенных форм диатомовых водорослей в прибрежных осадках Южного Приморья в среднем голоцене. 262
- Якушик М.А., Щипанский А.А.**
Петрология метаперидотита из карьера Куру-Ваара, Беломорский пояс Балтийского щита 264

НОВЫЕ ДАННЫЕ О КРИСТАЛЛОХИМИИ И ТОПОЛОГИИ ГИДРАТИРОВАННЫХ МИНЕРАЛОВ ГРУППЫ ЛАБУНЦОВИТА

Аксенов С.М.^{1,2}, Вайтиева Ю.А.^{1,3}, Чуканов Н.В.⁴, Вигасина М.Ф.⁵, Варламов Д.А.⁶,
Волков С.Н.¹, Расцветаева Р.К.²

¹ ФИЦ Кольский научный центр РАН, aks.crys@gmail.com

² ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН

³ Российский государственный геологоразведочный университет

⁴ ФИЦ Проблем физической химии и медицинской химии РАН

⁵ Геологический факультет, Московский государственный университет

⁶ Институт экспериментальной минералогии РАН

Введение. Минералы группы лабунцовита (МГЛ) [1] представляют собой микропористые титано- и ниобосиликаты, которые обладают рядом важных свойств (в первую очередь сорбционных и ионообменных) и рассматриваются в качестве перспективных промышленных материалов [2–5]. Различные схемы изоморфных замещений в ключевых позициях, широкие вариации химического состава, а также различные особенности упорядочения катионов по структурным позициям является одной из причин большого разнообразия минеральных видов в группе лабунцовита, которая включает 26 минералов [4]. К настоящему времени МГЛ описаны в 14 щелочных массивах и в формации Грин-Ривер (Вайоминг, США), что доказывает, что они не так редки, как считалось ранее [2]. Иногда они образуют крупные скопления и могут выступать в качестве основного концентратора Ti, Nb, Ba и Zn в гидротермалитах, связанных с нефелиновыми сиенитами (Хибинский и Ловозерский массивы на Кольском полуострове), и карбонатитах (Ковдорский массив на Кольском полуострове, массив Вуориярви в Северной Карелии) [2].

Основу кристаллической структуры МГЛ составляет гетерополиэдрический каркас, образованный цепочками из вершино-связанных MO_6 -октаэдров, которые объединяются кремнекислородными четырехчленными (Si_4O_{12})-кольцами. Крупные полости и каналы структуры заполнены внекаркасными катионами (располагающимися в A-, B-, C-, и D-позициях), а также молекулами воды. В зависимости от степени искажения октаэдрических цепочек, минералы надгруппы лабунцовита разделяются на ромбические (пр. гр. $Pbam$, $a \sim 7.4$, $b \sim 14.2$, $c \sim 7.1$ Å) и моноклинные (пр. гр. $C2/m$, $I2/m$ или Cm , $a \sim 14.3$, $b \sim 13.8$, $c \sim 7.75$ или 15.7 Å, $\beta \sim 117^\circ$). Общую формулу МГЛ можно записать в виде $A_4B_4C_{(4-x)}[D(H_2O)_2]_x(H_2O)_8\{M_8(O,OH)_8(Si_4O_{12})_4\}$, где A = Na, Ca; B = K, Na, H_3O ; C = K, Ca, Sr, H_3O , H_2O ; D = Fe^{2+} , Mn^{2+} , Zn, Mg; M = Ti, Nb, Fe^{3+} ; $x = 0-2$; фигурными скобками выделен состав гетерополиэдрического каркаса, а прямыми – состав внекаркасных позиций [2,4].

Благодаря особенностям кристаллических структур природные микропористые цирконо-, титано- и ниобосиликаты характеризуются ионообменными свойствами и могут претерпевать выщелачивание обменных катионов металлов с их замещением на $(H_3O)^+$ и H_2O в результате вторичных гидротермальных процессов [6,7]. При этом, возникающий дефицит положительного заряда компенсируется за счет внедрения катионов оксония $(H_3O)^+$, а также других, более сложных, гидратных комплексов протона с общей формулой $(H_{2n+1}O_n)^+$. Методами электронно-зондового микроанализа, рентгеноструктурного анализа и КР-спектроскопии нами были изучены образцы промежуточных членов твердого раствора цепинит-Na–«цепинит-Ba»–цепинит-K, характеризующиеся высокой степенью гидратации и низким содержанием внекаркасных катионов.

Экспериментальная часть. Химический состав определен методом электронно-зондового микроанализа с применением растрового электронного микроскопа Tescan Vega-II XMU (режим EDS, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток 150–400 пА) и использованием системы регистрации рентгеновского излучения и расчёта состава образца INCA Energy 450. Диаметр электронного пучка составлял 157 – 180 нм.

Составы изученных образцов очень неоднородные, что в целом характерно для минералов группы лабунцовита. Пределы формульных содержаний компонентов,

рассчитанные на восемь атомов кремния, следующие: $H_xNa_{1.4-2.4}K_{0.4-1.2}Ba_{0-0.2}Sr_{0-0.2}Ca_{0.1-0.2}Fe_{0-0.1}Ti_{2.1-2.4}Nb_{1.6-1.9}(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4 \cdot nH_2O$ (образец **1**) и $H_xNa_{0.7-1.5}K_{1.5-1.8}Ba_{0.5-0.9}Sr_{0.2-0.3}Ca_{0.1-0.2}Mn_{0.1-0.3}Ti_{3.2-3.8}Nb_{0.2-0.8}(Si_4O_{12})_2(O,OH)_4 \cdot nH_2O$ (образец **2**).

КР-спектроскопическое изучение образцов проведено на рамановском микроскопе EnSpectr R532 (Спектр-М, Россия; длина волны лазерного излучения – 532 нм) на кафедре минералогии МГУ им. М.В. Ломоносова. Спектры получены в геометрии обратного рассеяния в интервале от 100 до 4000 cm^{-1} на неориентированных образцах.

Рентгеноструктурные исследования двух образцов цепинита-Na (образец **1** и **2**) выполнены с использованием монокристаллического дифрактометра Rigaku XtaLAB Synergy-S (MoK α -излучение). Параметры моноклинных ячеек: $a = 14.5086(6)$, $b = 14.2174(6)$, $c = 7.8712(3)$ Å, $\beta = 117.119(4)^\circ$, $V = 1444.09(11)$ Å³ (образец **1**) и $a = 14.2582(4)$, $b = 13.7541(6)$, $c = 7.7770(2)$ Å, $\beta = 116.893(4)^\circ$, $V = 1360.20(9)$ Å³ (образец **2**). Поскольку ничто не указывало на наличие сложного двойникования, аналогичное таковому для ранее изученного образца цепинита-Na [8], нами было решено уточнять кристаллические структуры в рамках пр. гр. $C2/m$. Из-за сложного химического состава распределение катионов проводилось на основе кристаллохимических критериев с учетом рассеивающей способности каждой позиции. Кристаллические структуры уточнены до итоговых значений $R_1 = 4.37$ %, $wR_2 = 6.59$ % с использованием 3526 $I > 3\sigma(I)$ (образец **1**) и $R_1 = 4.48$ %, $wR_2 = 5.88$ % с использованием 5804 $I > 3\sigma(I)$ (образец **2**). Все расчеты выполнены с использованием программы Jana2006.

Результаты. Гетерополиэдрические МТ-каркасы в структурах изученных образцов **1** и **2** аналогичны каркасам ранее изученных образцов МГЛ (Рис. 1). При этом исследованные в данной работе образцы характеризуются индивидуальным распределением внекаркасных катионов и молекул воды, что существенно отличает их от других представителей МГЛ. Основные особенности отражены в уточненных кристаллохимических формулах ($Z = 2$): ${}^A[Na_{0.84}K_{0.6}[(H_2O)_4]_{5.2}] {}^BK_{0.2} {}^CBa_{0.25} {}^D[Ca_{0.35}Na_{0.15}Fe_{0.025}(H_2O)] \{M^1(Ti_{1.2}Nb_{0.8}) M^2(Ti_{1.1}Nb_{0.9})(O,OH)_4(Si_4O_{12})_2\}$ для образца **1** и ${}^A[Na_{1.6}(H_2O, H_3O)_{0.4}] {}^BK_2 {}^CSr_{0.21} {}^D[Mn_{0.3}Ca_{0.2}(H_2O)](H_2O)_4 \{M^1(Ti_{1.94}Nb_{0.06})M^2(Ti_{1.88}Nb_{0.12})(O,OH)_4(Si_4O_{12})_2\}$ для образца **2**, где фигурными скобками показан состав позиций гетерополиэдрического МТ-каркаса, а прямыми – состав внекаркасных позиций.

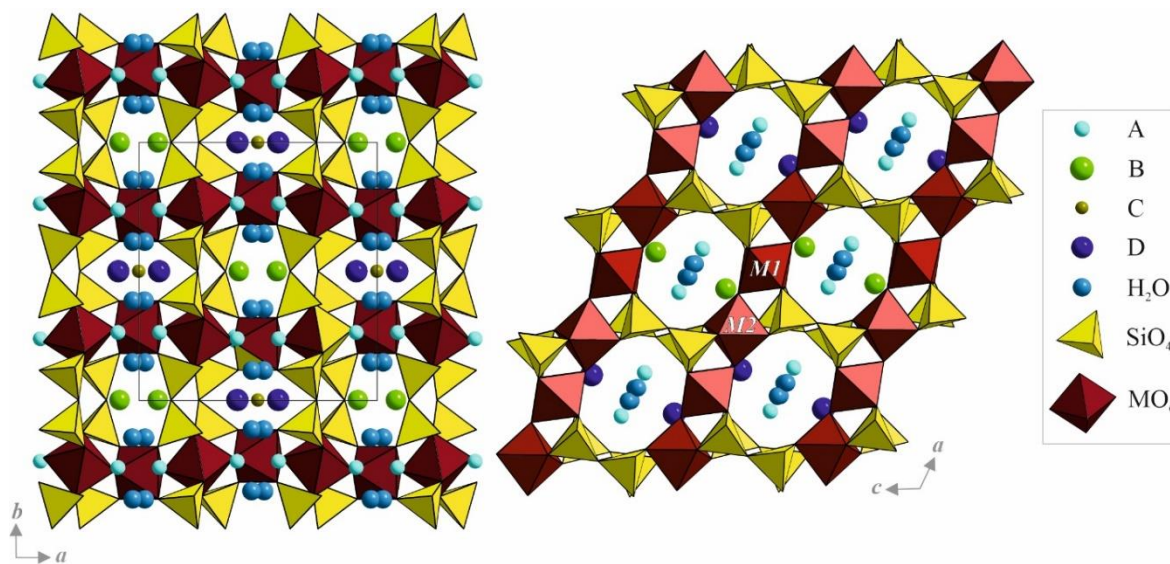


Рис. 1. Общий вид кристаллических структур моноклинных представителей МГЛ.

Основные отличия изученных образцов связаны с распределением внекаркасных катионов и молекул воды по А-, В-, С- и D-позициям. Так, в изученных образцах **1** и **2** натрия преобладает в А-позиции (0.84 и 1.6 атомов на формулу, соответственно), а его недостаток компенсируется оксонием и/или молекулами воды. В-позиция в образце **1** практически вакантна и содержит лишь небольшую примесь калия (0.2 атома), в то время как в образце **2** она полностью заселена калием. Помимо состава М1- и М2-позиций изученные образцы **1** и **2** также существенно

отличаются друг от друга составом *C*- и *D*-позиций. В частности, в кристаллической структуре образца **1** кальций (0.35 атома на формулу) преобладает над натрием (0.15 атома) и железом (0.025 атома) в октаэдрической *D*-позиции [апикальные вершины представляют собой молекулы воды, располагающиеся в *C*-позиции вместе с атомами бария (0.25 атома)]. В кристаллической структуре образца **2** в октаэдрической *D*-позиции преобладает марганец (0.3 атома) и кальций (0.2 атома), а *C*-позицию заселяют молекулы воды, координирующие *D*-катионы, а также барий (0.51 атома) и стронций (0.21 атома). С учетом данных рентгеноструктурного анализа и химического состава изученных образцов (и неоднородности кристаллов) образцы **1** и **2** можно считать промежуточными членами твердого раствора цепинит-Na–«цепинит-Ba»–цепинит-K. Последний также характерен для гидротермалитов, связанных с щелочными пегматитами Хибино-Ловозерского комплекса [9].

Отличительной особенностью минералов подгруппы вуориярвита можно считать высокую степень их гидратации, что выражается в присутствии катионов оксония, что подтверждается данными КР-спектроскопии. Распределение молекул воды по внекаркасным позициям в образце **1** создает предпосылки к образованию электронейтральных водных ассоциатов $[\text{H}_2\text{O}]_4$, которые характерны для цеолитов и цеолитоподобных материалов [10]. В кристаллической структуре образца **1** данный ассоциат располагается в широких каналах в *A*-позиции, где статистически преобладает над натрием и калием (Рис. 2). Можно предположить, что молекулы воды в $[\text{H}_2\text{O}]_4$ -тетраэдре связаны сильными водородными связями [11], а с кислородами каркаса молекулы воды $[\text{H}_2\text{O}]_4$ -тетраэдра также образуют прочные водородные связи.

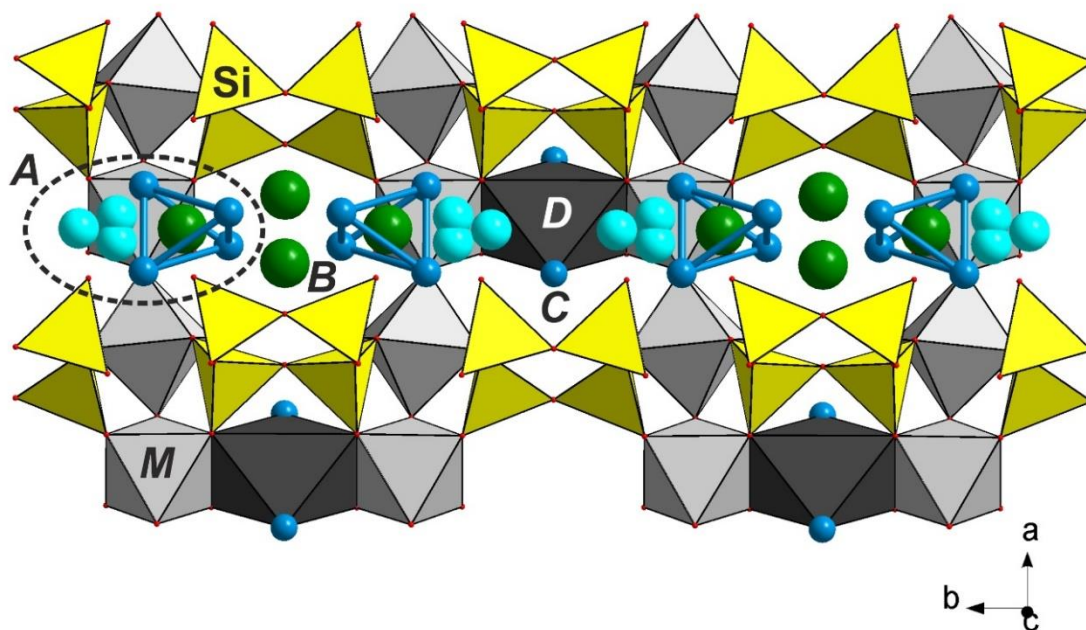


Рис. 2. Нейтральные тетраэдрические водные $[\text{H}_2\text{O}]_4$ -ассоциаты в каналах кристаллической структуры образца **1**, которые преобладают в *A*-позиции кристаллической структуры над натрием (голубые шары) и калием (зеленые шары).

КР-спектры образцов **1** и **2** содержат полосы валентных (в интервале $800 - 1200 \text{ см}^{-1}$) и деформационных ($400 - 600 \text{ см}^{-1}$) колебаний колец Si_4O_{12} , а также (Ti,Nb)–O-валентных колебаний (в интервале $600 - 800 \text{ см}^{-1}$). Полосы ниже 400 см^{-1} относятся к решеточным модам с участием трансляционных колебаний катионов металлов и молекул воды. Характерной их особенностью является присутствие полос в диапазоне $1500 - 3000 \text{ см}^{-1}$, которые связаны с очень прочными водородными связями, образуемыми гидратными комплексами протона, в том числе ионами H_3O^+ [6].

Топологические особенности базовой сетки (*underlying net*) гетерополиэдрического *MT*-каркаса ненадквичитового типа были проанализированы с помощью программы ToposPro. Топология *MT*-каркаса ненадквичитового типа описывается следующим натуральным

тайлингом: $[6^2.8^2][3^4.6^2][3^4.4^2.6^4.8^2]$. Внедрение дополнительных D -катионов в каналы структуры существенным образом сказывается и на топологических особенностях смешанного MT -каркаса, а катионная сетка будет характеризоваться следующим натуральным тайлингом: $[6^2.8^2]_2[3^4.6^2]_2[3^4.4^2.6^4.8^2][3^{16}.4^2.6^2.8^2]$. При этом, образующие тайлы можно сгруппировать следующим образом $[6^2.8^2][3^4.6^2][3^4.4^2.6^4.8^2]+[6^2.8^2][3^4.6^2][3^{16}.4^2.6^2.8^2]$, чтобы показать два типа топологических фрагментов. Так, первая совокупность отвечает натуральному тайлингу в каркасе ненадкевичитового типа (когда D -катионы отсутствуют), а вторая – фрагменту каркаса, модифицированному, за счет внедрения дополнительных D -катионов. Данный факт хорошо подтверждает кристаллохимическое описание структуры МГЛ на основе так называемых C - D -блоков [2,12], которые имеют размер $\sim 7 \times 7 \times 6 \text{ \AA}$ и укладываются в шахматном порядке.

Таким образом, были изучены кристаллические структуры двух образцов, принадлежащих твердому раствору цепинит- Na –«цепинит- Ba »–цепинит- K . Высокая степень их гидратации выражается в присутствии гидратных комплексов протона, а также тетраэдрических $[H_2O]_4$ -ассоциатов. Проведенный анализ гетерополиэдрических MT -каркасов в МГЛ позволил установить топологические особенности катионных сеток и локальные изменения, связанные с различным распределением D -катионов.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ №20-77-10065 (рентгеноструктурный анализ и уточнение структуры, анализ топологических особенностей). Анализ КР-спектров выполнен в соответствии с темой Государственного задания, номер государственного учета АААА-А19-119092390076-7. Кристаллохимический анализ выполнен в рамках Государственного задания ФНИЦ «Кристаллография и фотоника» РАН.

Список литературы

1. Chukanov N.V., Pekov I.V., Khomyakov A.P. Recommended nomenclature for labuntsovite-group minerals // *Eur. J. Mineral.* 2002. V. 14. P. 165–173.
2. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Задов А.Е., Волошин А.В., Субботин В.В., Сорохтина Н.В., Расцветаева Р.К., Кривовичев С.В. Минералы группы лабунцовита. М.: Наука, 2003. 323 с.
3. Chukanov N.V., Pekov I.V., Rastsvetaeva R.K. Crystal chemistry, properties and synthesis of microporous silicates containing transition elements // *Russ. Chem. Rev.* 2004. V. 73. P. 205–223.
4. Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V. Crystal chemistry of labuntsovite-group minerals // *Crystallogr. Rep.* 2022. V. 67. P. 471–493.
5. Aksenov S.M., Bykova E.A., Rastsvetaeva R.K., Chukanov N.V., Makarova I.P., Hanfland M., Dubrovinsky, L. Microporous crystal structure of labuntsovite-Fe and high-pressure behavior up to 23 GPa // *Acta Crystallogr. B.* 2018. V. 74. P. 1–11.
6. Chukanov N.V., Vigasina M.F., Rastsvetaeva R.K., Aksenov S.M., Mikhailova J.A., Pekov I.V. The evidence of hydrated proton in eudialyte-group minerals based on Raman spectroscopy data // *J. Raman Spectrosc.* 2022. V. 53. P. 1188–1203.
7. Aksenov S.M., Kabanova N.A., Chukanov N.V., Panikorovskii T.L., Blatov V.A., Krivovichev S.V. The role of local heteropolyhedral substitutions in the stoichiometry, topological characteristics and ion-migration paths in the eudialyte-related structures: a quantitative analysis // *Acta Crystallogr. B.* 2022. V. 78. P. 80–90.
8. Расцветаева Р.К., Органова Н.И., Рождественская И.В., Шлюкова З.В., Чуканов Н.В. Кристаллическая структура оксониевого минерала группы ненадкевичита-лабунцовита из Хибинского массива // *Доклады РАН.* 2000. Т. 371. С. 336–340.
9. Чуканов Н.В., Пеков И.В., Задов А.Е., Розенберг К.А., Расцветаева Р.К., Кривовичев С.В., Левицкая Л.А. Новые минералы цепинит- K $(K,Ba,Na)_2(Ti,Nb)_2(Si_4O_{12})(OH,O)_2 \cdot 3H_2O$ и парацепинит- Ba $(Ba,Na,K)_2-x(Ti,Nb)_2(Si_4O_{12})(OH,O)_2 \cdot 4H_2O$ и их соотношения с другими представителями группы лабунцовита // *Записки ВМО.* 2003. Т. 132. С. 38–51.
10. Hu M., Hanson J.C., Wang X. Structure and thermal stability of $(H_2O)_4$ tetrahedron and $(H_2O)_6$ hexagon Adsorbed on NaY zeolite studied by synchrotron-based time-resolved X-ray diffraction // *Ind. Eng. Chem. Res.* 2018. V. 57. P. 4988–4995.
11. Brown I.D. Anion-anion repulsion, coordination number, and the asymmetry of hydrogen bonds // *Can. J. Phys.* 1995. V. 73. P. 676–682.
12. Zolotarev A.A., Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Pakhomovsky Y.A., Organova N.I., Armbruster T. High degree of cationic ordering in the structure of a new mineral of the labuntsovite group // *Dokl. Earth Sci.* 2006. V. 410. P. 1062–1065.

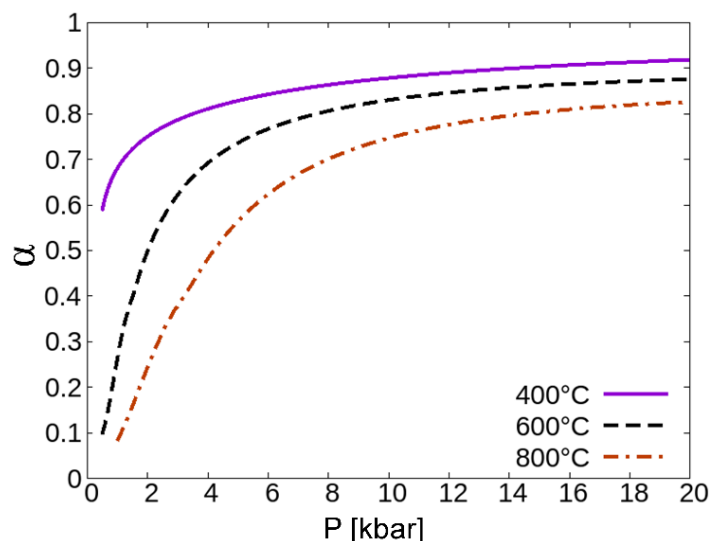
КОНСТАНТА И СТЕПЕНЬ ДИССОЦИАЦИИ NaCl В ВОДНОМ ФЛЮИДЕ ПРИ ТЕМПЕРАТУРАХ 400°C–1000°C И ДАВЛЕНИЯХ ОТ 0.5 ДО 20 КБАР. РАСЧЕТ МЕТОДОМ МОЛЕКУЛЯРНОЙ ДИНАМИКИ

Александрович О.А., Иванов М.В.

¹ ИГГД РАН, Санкт-Петербург, allformtg@gmail.com, m.v.ivanov@ipgg.ru

Важнейшим свойством геологических флюидов является их способность к растворению породообразующего и рудного вещества, его переносу и отложению. Флюиды, не содержащие солей и других электролитов, обладают минимальными возможностями для транспорта вещества. Содержание гидратированных ионов, определяющее реакционную и транспортную способность флюида, зависит как от концентрации соли, так и от степени её диссоциации. Последняя зависит от давления и температуры и может существенно отличаться от её значений в нормальных условиях.

К настоящему времени как экспериментальные, так и теоретические данные по степени диссоциации солей в широком диапазоне P - T условий земной коры фрагментарны и не дают полного представления о концентрациях катионов и анионов в водно-солевом флюиде на разных уровнях коры. При помощи метода молекулярной динамики нами произведён расчёт степени диссоциации в водном флюиде в диапазоне температур 400°C–1000°C и давлений 0.5–20 кбар. Детали расчёта представлены в (Иванов, Александрович, 2022). В общей сложности расчёт произведён для более чем 30 P - T точек. Для каждой комбинации P и T расчёт произведён для нескольких (от 4 до 10) концентраций соли во флюиде с моляльностью от 0.05 до 1.7 моль/кг. На основе данных о степени диссоциации в каждой расчётной точке произведено вычисление константы диссоциации NaCl. Результаты этих вычислений показывают, что в диапазоне концентраций соли до 1.7 моль/кг H₂O (~ 9 мас.% NaCl) концентрационные зависимости степени и константы диссоциации с высокой точностью следуют теории Дебая-Хюккеля.



На рисунке представлены зависимости степени диссоциации NaCl α от давления P во флюиде с моляльностью 1 моль/кг. При низких давлениях и сравнительно высоких температурах нижней коры Na и Cl сильно ассоциированы. Повышение давления ведёт к значительному повышению степени диссоциации. Менее резким является эффект снижения степени диссоциации при постоянном давлении и росте температур. Это отражается в различии эволюции свойств NaCl рассола в главных типах серий метаморфических фаций с разными T/P градиентами и разной

металлогенической специализацией.

Преобладающая часть рассчитанных значений степени диссоциации NaCl получена для P - T условий метаморфических фаций андалузит-силлиманитовой фациальной серии, отражающих высокий T/P градиент, характеризующий, например, условия аккреционных орогенов или контактового метаморфизма. Получены также результаты для степени диссоциации в P - T условиях кианит-силлиманитовой фациальной серии с умеренным T/P градиентом в коллизионных орогенах и глаукофан-жадеитовой фациальной серии с низким T/P градиентом в зонах субдукции.

В докладе приводятся величины степени и константы диссоциации, рассчитанные для P - T условий ряда фаций метаморфизма.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-00270, <https://rscf.ru/project/22-27-00270/>.

Список литературы

1. Иванов М.В., Александрович О.В. (2022) Степень диссоциации NaCl в водном флюиде при температурах до 1000°C и давлениях до 20 кбар. Расчет методом молекулярной динамики. Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2022). М.: ГЕОХИ 220–224. <https://www.iem.ac.ru/>

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ НЕФТЕПРОДУКТОВ В ПОЧВАХ НЕКОТОРЫХ ОБЪЕКТОВ НЕФТЕПРОМЫСЛА РЕСПУБЛИКИ КРЫМ (МЫС КАЗАНТИП, ОЗ. ТОБЕЧИКСКОЕ)

Алексеева И.Е.¹, Бессонова А.М.¹, Зеленковский П.С.¹, Подлипский И.И.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, i.alekseeva192020@gmail.com

Введение. Территория Республики Крым характеризуется наличием нефтегазоносных районов. По данным на 2014 год (Гусарова и др., 2014) всего на полуострове разрабатывается 10 нефтяных и нефтегазовых месторождений.

В данной работе рассматриваются два объекта: действующий – котловина м. Казантип, где на настоящий момент производится добыча нефти, и недействующий - район бывшего Чонгелекского месторождения нефти, прилегающий к оз. Тобечикское.

К котловине м. Казантип прилегает Казантипский государственный заповедник, который может быть подвержен воздействию со стороны нефтедобывающего комплекса. Район оз. Тобечикское подвержен воздействию как вследствие ранее проводимой добычи, так и по естественным причинам, обусловленным особенностями геологического строения территории.

Для оценки загрязнения почв нефтью в нефтепромысловых районах проводится анализ почв на содержание в ней нефтепродуктов (НП).

Цель работы – установить закономерности распространения нефтепродуктов в почвах некоторых объектов нефтепромысла Республики Крым (мыс Казантип, район оз. Тобечикское).

Методы исследования. Полевые работы на территории объектов исследования проводились в июле 2022 г. Пробы отбирались методом конверта согласно ГОСТ 17.4.4.02-2017. Точечные пробы были взяты с глубины 0-20 см в полиэтиленовый герметичный пакет.

Сеть пробоотбора на территории Казантипского заповедника размещалась таким образом, чтобы охватить максимальную площадь котловины. Пробы отбирались через каждые 200 м (рис. 1). На территории Чонгелекского месторождения было проложено три профиля для отбора проб почвы. Пробы центрального профиля отбирались в центре нефтяного стока, протекающего вниз по склону по мере удаления от места разлива нефти на поверхность. Пробоотбор осуществлялся через 15 м (рис. 2).

Лабораторный анализ проб на содержание нефтепродуктов проводился с помощью анализатора жидкости Флюорат-02 в лаборатории компании «ЛенСтройГеология».

Результаты исследования и обсуждение. По результату проведенных полевых работ было отобрано 18 проб почвы на территории котловины м. Казантип и 31 проба на территории бывшего Чонгелекского месторождения, вблизи оз. Тобечикское.

Полученные результаты содержания нефтепродуктов были нанесены на карты-схемы. При определении степени загрязненности почв нефтепродуктами и составлении шкалы их содержания использовалась шкала Ю.И. Пиковского, согласно которой загрязненными можно считать почвы, которые содержат более 500 мг/кг нефтепродуктов. Почвы с содержанием нефтепродуктов от 500 до 1000 мг/кг относятся к умеренно загрязненным, от 1000 до 2000 – к умеренно опасно загрязненным, от 2000 до 5000 мг/кг – к сильно загрязненным, а свыше 5000 мг/кг – к очень сильно загрязненным (Пиковский, 1993; Пиковский и др., 2003). Наименьшим

пределом содержания НП в почвах в разработанной классификации выбрано значение медианы (125 мг/кг), рассчитанное для обоих объектов исследования.

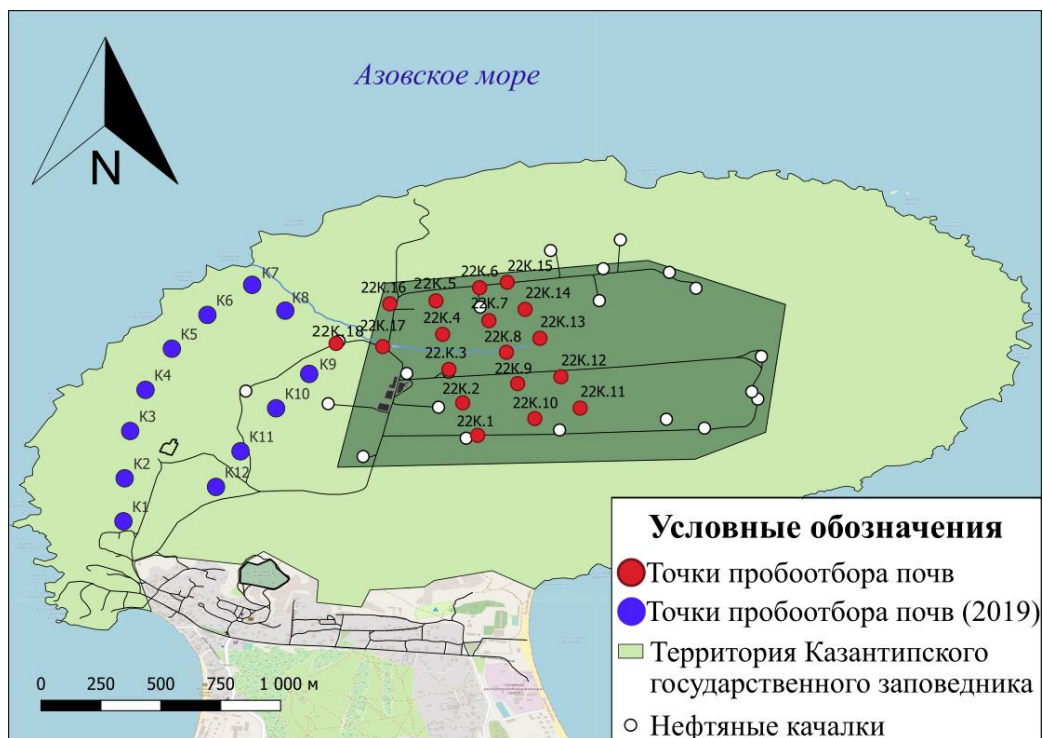


Рис. 1. Карта-схема точек пробоотбора почв на территории котловины мыса Казантип

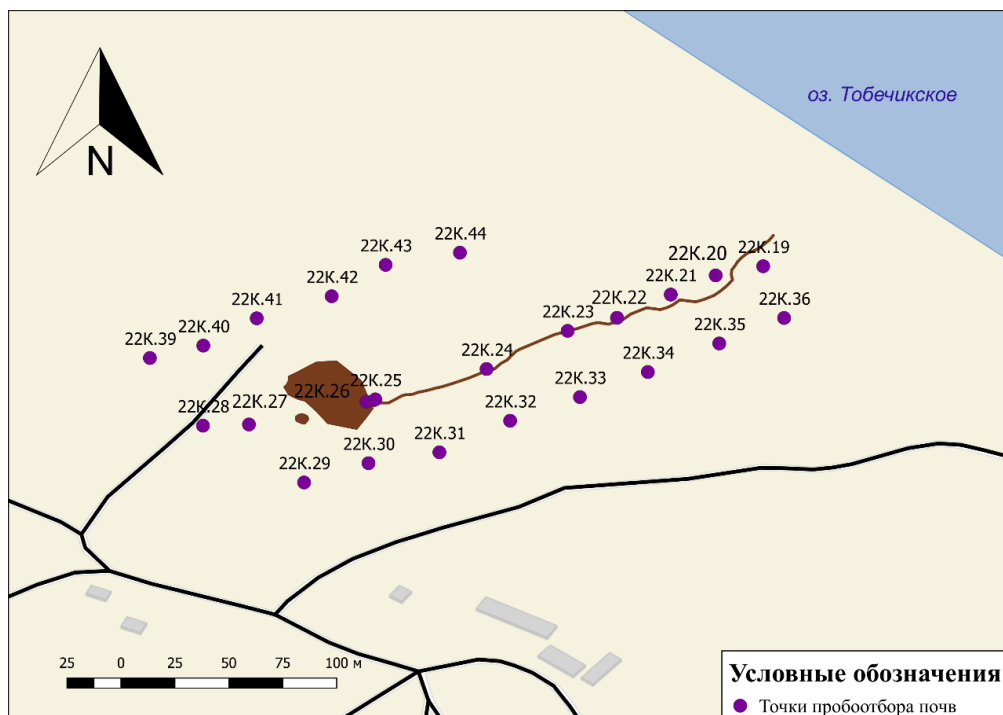


Рис. 2. Карта-схема точек пробоотбора почв в районе оз. Тобечикское

В девяти из восемнадцати точек наблюдения (т.н.) на м. Казантип содержание НП в почвах не превышает 125 мг/кг. Значения, превышающие медиану приурочены к промышленным объектам нефтегазовой компании, а также центральной дороге, пересекающей котловину. Однако в шести из этих точек значения находятся ниже 500 мг/кг, что говорит об отсутствии загрязнения.

Наибольшие значения содержания нефтепродуктов отмечены в т.н. 22К.16-22К.18, находящихся в северо-западной части котловины, вблизи границ Казантипского природного заповедника.

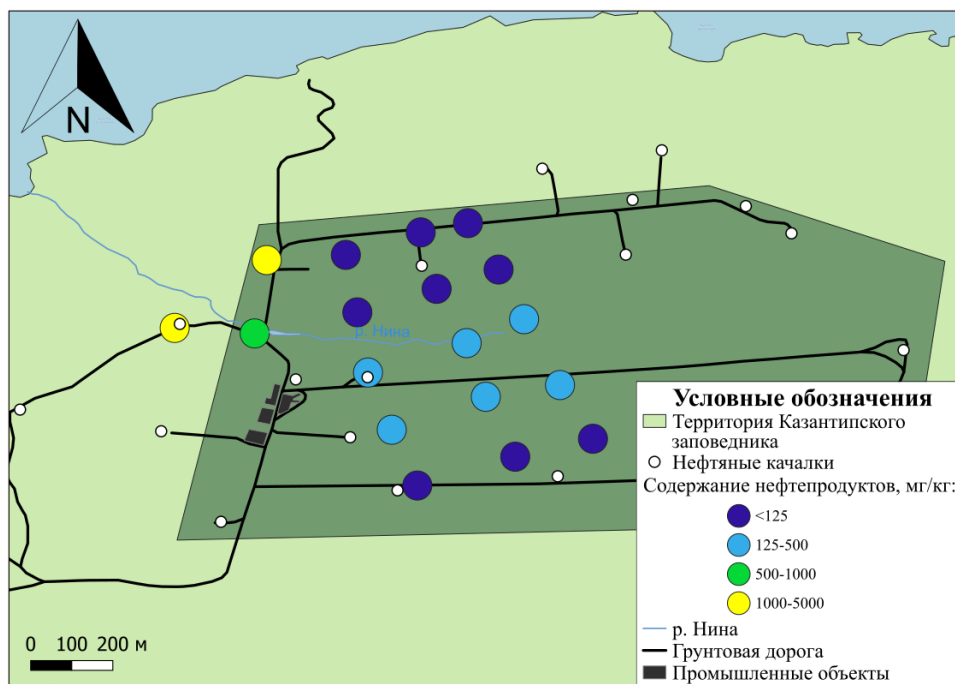


Рис. 3. Карта-схема содержания нефтепродуктов в почвах территории котловины мыса Казантип

Содержание нефтепродуктов в т.н. 22К.17 составило 594 мг/кг, что согласно классификации, относится к умеренному уровню загрязнения. Положение в понижении рельефа, а также близкое расположение к дороге и промышленным объектам могут быть причиной повышенного содержания нефтепродуктов.

В т.н. 22К.18 содержание нефтепродуктов составило 1133 мг/кг, что говорит об умеренно опасном загрязнении. Следует также отметить, что согласно официальным данным ФГБУ «Заповедный Крым, эл. ресурс») т.н. 22К.18 находится на территории ООПТ, что говорит о возможном влиянии действующего нефтедобывающего комплекса не только на территорию котловины мыса, но и на прилегающий к ней заповедник, что противоречит законодательно установленному режиму охраны ООПТ (Зеленковский и др., 2016). Кроме того, согласно тем же картографическим данным, 5 из 21 нефтяной качалки также располагаются на заповедной территории, что также является нарушением правил функционирования ООПТ.

Максимальное значение содержания нефтепродуктов в почвах зафиксировано в т.н. 22К.16, оно составило 4818 мг/кг, что говорит о сильной степени загрязнения почв в данной точке.

Карта-схема содержания НП в почвах территории исследования в районе оз. Тобечикское представлена на рис. 4.

При сравнении полученных значений содержаний НП с медианой на данной территории отмечены превышения на т.н. центрального профиля, а также в 4 т.н. двух боковых профилей, расположенных вниз по склону от места разлива.

Во всех т.н. значение содержания НП в почвах не превышает 500 мг/кг за исключением т.н. 22К.26, содержание НП в которой составило 5982 мг/кг. В данной т.н. проба была взята непосредственно из нефтяного пятна, образованного в результате разлива нефти на поверхность земли, что объясняет высокую концентрацию нефтепродуктов.

В целом, почвы в районе оз. Тобечикское можно отнести к незагрязненным.

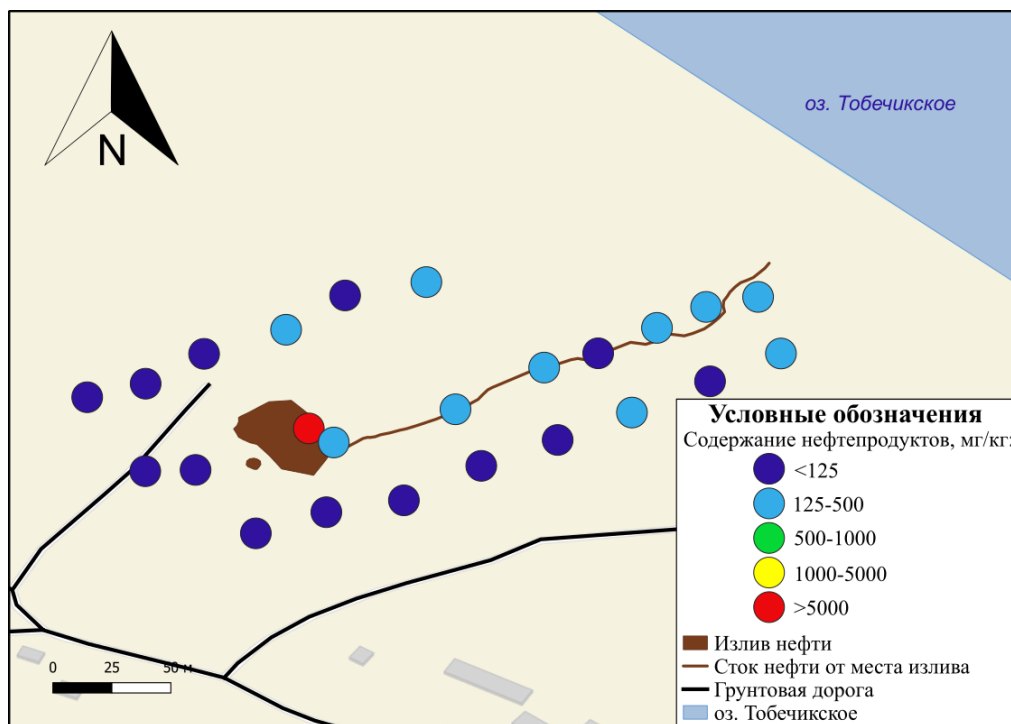


Рис. 4. Карта-схема содержания нефтепродуктов в почвах в районе оз. Тобечикское

Выводы.

1. При сравнении полученных результатов анализа содержания НП в почвах обоих объектов исследования, можно говорить о наличии воздействия со стороны нефтедобывающей промышленности на почвы м. Казантип, так как отмеченные там концентрации в трех т.н. характеризуют почвы данного объекта как загрязненные. Все три точки наблюдения расположены в северо-западной части котловины, вблизи автомобильной дороги и промышленных объектов. Одна из точек расположена, предположительно, на территории Казантипского государственного заповедника.

2. Район оз. Тобечикского по содержанию нефтепродуктов в почвах в целом можно отнести к незагрязненному. Загрязнение носит лишь узко локальный характер и приурочено непосредственно к нефтяному разливу и стоку от него, распространяющемуся вниз по склону. На расстоянии 15 м концентрации НП в почвах резко снижаются.

Список литературы

1. Гусарова И.А., Сагдеева А.А., Парфирьева Е.Н. Перспективы освоения нефтегазовых ресурсов Крыма // Вестник Казанского технологического университета. Казань, 2014. №8. С. 280-283;
2. Заповедный Крым [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://zapovedcrimea.ru/yaltinskiy-history>. (Дата обращения 02.11.2022);
3. Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохлаков 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;
4. Пиковский Ю.И. Природные и техногенные потоки углеводородов в окружающей среде. М.: Изд-во МГУ, 1993. 208 с.;
5. Пиковский Ю.И., Геннадиев А.Н., Чернянский С.С., Сахаров Г.Н. Проблема диагностики и нормирования загрязнения почв нефтью и нефтепродуктами // Почвоведение. Москва, 2003. №9. С. 1132–1140.

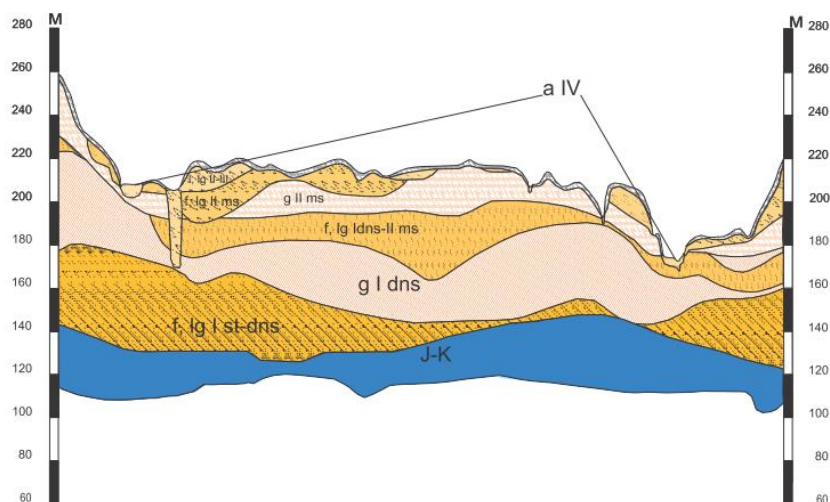
ОСОБЕННОСТИ ТЕМПЕРАТУРНОГО РЕЖИМА ПОДЗЕМНЫХ ВОД ЧЕТВЕРТИЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ НА ПРИМЕРЕ МОСКОВСКОГО ВОДНО-ЛЕДНИКОВОГО ВОДОНОСНОГО ГОРИЗОНТА В ИСТРИНСКОМ РАЙОНЕ МОСКОВСКОЙ ОБЛАСТИ

Алентьев Ю.Ю.

ФГБУН Институт географии РАН, alentev49@mail.ru

Район исследования в административном отношении расположен на северо-западе от Москвы и приурочен к территории Истринского района.

В качестве объекта исследования был выбран четвертичный московский водно-ледниковый водоносный горизонты (f,lg IIms). На рисунке 1 приводится схематичный гидрогеологический разрез расположения четвертичных водоносных горизонтов исследуемое территории.



Масштабы: горизонтальный 1:100000
вертикальный 1:2000

Условные обозначения

 Водоносный современный аллювиальный горизонт	 Водоупорный локально-водоносный средне-верхнечетвертичный озерно-ледниковый горизонт
 Водоносный московский водно-ледниковый горизонт	 Относительно водоносный московский ледниковый горизонт
 Водоносный донско-московский водно-ледниковый горизонт	 Относительно водоносный донской ледниковый горизонт
 Водоносный сетуньско-донской водно-ледниковый горизонт	 Нерасчлененный комплекс мезозойских отложений

Рис.1. Схематичный гидрогеологический разрез четвертичных отложений

Выбор для исследования данного водоносного горизонта обусловлен следующими причинами:

- близкое залегания данного водоносного горизонта к поверхности
- хорошая гидравлическая связь с поверхностными водами
- коррелеруймость температуры подземных вод с температурой воздуха и почв
- потенциально высокая вероятность загрязнения.

В целом подземные воды центрального федерального округа относятся к группе «холодных вод», фоновые средние значения температуры подземных вод изменяются в пределах от 3.5 до 14°C (Галицын и др., 1986).

При этом воды более глубоких водоносных горизонтов характеризуются более стабильным состоянием температуры в отличие от подверженных влиянию климатических

факторов вод четвертичных отложений. На рисунке 2 представлен сравнительный среднегодовой график изменения температуры воды подольско-мячковского водоносного горизонта и московского водно-ледникового водоносного горизонта.

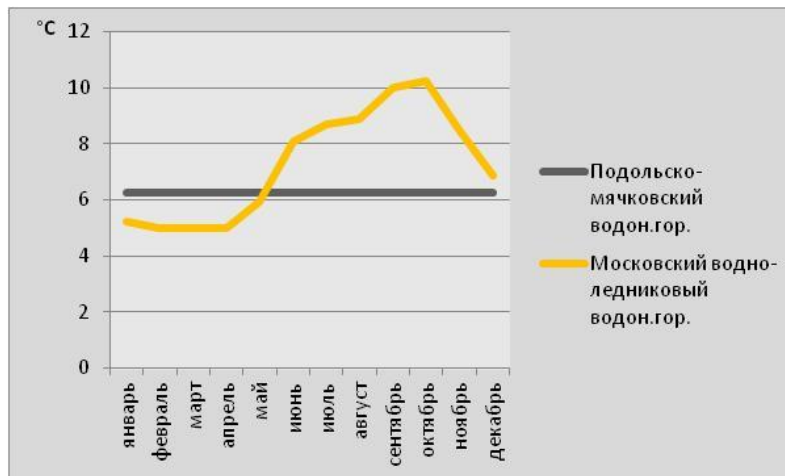


Рис.2. Сравнительный график изменения температуры в течение года для московского водно-ледникового водоносного горизонта и подольско-мячковского водоносного горизонта

Средние положения уровня подольско-мячковского водоносного горизонта за многолетний период на исследуемой территории составляет 53.71 метра (от поверхности земли). Для московского водно-ледникового водоносного горизонта значения положения уровня за многолетний период изменяется от 0.46 метров (от поверхности земли) в поймах до 11.57 метров на водоразделах.

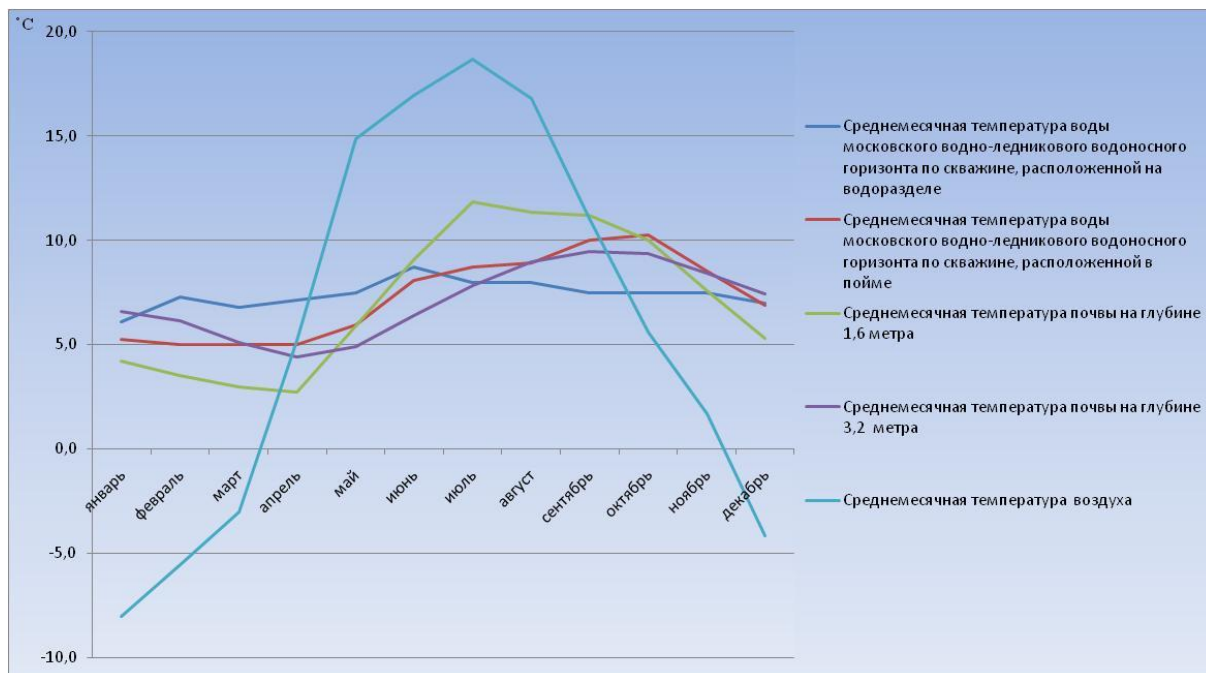


Рис.3. График годового изменения температуры воды московского водно-ледникового водоносного горизонта, почвы и воздуха

На сравнительном графике, представленном на рисунке 3, приводится осредненный ход изменения температуры в течение года: для воды московского водно-ледникового водоносного горизонта, температуры почвы на глубине 1.6 и 3.2 метра, температуры воздуха. Данные по температуре почв и воздуха получены на основе метеорологических наблюдений, проводимых на федеральном полигоне Малая Истра.

Как видно из графика, приведенного на рисунке 3, годовой ход изменения температуры воды московского водно-ледникового водоносного горизонта похож на график изменения температуры почвы на глубине 3.2 метра. На рисунке 3 видно, что в целом ход изменения температуры воды московского водно-ледникового водоносного горизонта в районе водораздела и поймы похож и имеет одинаковые тенденции. Для участка, расположенного на водоразделе, характерна меньшая амплитуда изменения температуры воды по сравнению с участками данного водоносного горизонта приуроченными к пойме. Максимальная температура воды московского водно-ледникового водоносного горизонта, зафиксированная при проведении режимных наблюдений в 2020 году в районе водораздела составила 9.5°C, а минимальная 6.0°C. Для участков водоносного горизонта, приуроченных к пойме, максимальная температура составила 11.5°C, минимальная 5.0°C. Данные отличия в температуре обусловлены разной глубинной залегания уровня данного водоносного горизонта от земной поверхности и практически отсутствием гидравлической связи данного водоносного горизонта с поверхностными водотоками на водоразделе и устойчивой гидравлической связью с поверхностными водотоками в пойме.

В итоговой таблице 1 приведены данные по среднегодовой температуре для рассматриваемого водоносного горизонта, а также расчетные значения критической температуры (температуры которые может быть косвенным свидетельством поступление загрязнение в данный водоносный горизонта).

Таблица.1.

Водоносный горизонт	Среднегодовая температура (°C)	Критическая температура (индикатор загрязнения) °C
Московский водно-ледниковый водоносный горизонт (f,lg Пms)	7.4	выше 14.0 ниже 1.0

Температура подземных вод является одной из наиболее легко определяемых и важных характеристик водоносных горизонтов. Резкое изменение температурного режима подземных вод может является следствием и соответственно первичным индикатором таких процессов как:

- питание водоносного горизонта поверхностными водами
- переток между различными водоносными горизонтами
- несанкционированные сбросы протечки сточных вод и из коммуникаций, которые характеризуются как правило более высокой температурой.

Исследование выполнено в рамках темы Государственного задания Института географии РАН FMWS-2024-0007(1021051703468-8).

Список литературы

1. Галицын М.С., Соболев В.И., Фролов Н.М. ОСТ 41-05-263-86 «Воды подземные, классификация по химическому составу и температуре»

ГОРОДСКАЯ ПЫЛЬ Г. ПЕТРОЗАВОДСК: ИССЛЕДОВАНИЯ МЕТОДОМ РСМА

Асилевич А.А., Коньшев А.А.

Институт Геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск. moon_andreeva@mail.ru

Введение. Контаминация проб в рабочем помещении – чрезвычайно важная и актуальная задача, которая должна волновать исследователя при любом исследовании. Изучению частиц городской пыли уделяется значительное внимание в современной научной литературе (Ivaneev et al., 2023; Acosta et al., 2015). Данная работа посвящена изучению загрязнения городской пылью в рабочем помещении.

Пыль является твёрдыми, мелко дисперсными частицами как органического, так и минерального состава с размером зерен до 0.05 мм. переносимыми воздушными потоками. Пыль бывает: естественной минеральной - результатом разрушения горных пород и образования новых минералов; естественной органической - пыльца, растительные волокна, микроорганизмы; космической. Пыль, в той или иной степени всегда будет присутствовать в помещении. При работе с протолочками проб, отборе монофракций минералов из них, для дальнейшего изучения - существует риск загрязнения пылью изучаемого материала. Это особенно актуально при: неграмотно организованной вентиляции в здании; сквозняках – устойчивом, направленном потоке воздуха и т.п.

Цель данного исследования – изучить состав и морфологию пылевого вещества в Институте Геологии КарНЦ РАН привносимом с улицы.

Методика. Для отбора пылевых частиц была выбрана верхняя поверхность компьютерного монитора стоящего напротив окна. В результате организации вытяжки в здании, при её включении наблюдается постоянный ток воздушных масс с улицы через окно. Поверхность перед сбором материала была тщательно очищена от постороннего загрязнения при помощи многократного протирания синтетическими салфетками и оставлена для накопления пыли в течение суток при приоткрытом окне (открыто в вертикальном положении).

По истечению суток, накопленные частицы перенесенные воздушными потоками были отобраны с данной поверхности при помощи углеродного скотча приклеенного на предметное стекло. После этого на готовый препарат произведено напыление углеродной пленки под вакуумом и исследованы морфология и компонентный состав материала методом сканирующей электронной микроскопии Tescan и энергодисперсионного спектрометра INCA energy-350, аналитик Терновой А.Н. Частицы органического происхождения не изучались.

Результаты. Изучаемый материал представлен минеральными и органическими частицами природного происхождения, а также, металлоидными (вероятно, техногенными). Размер частиц от пылеватых (первые μm), до 100 μm .

Минеральные частицы в исследуемом материале представлены, главным образом, плагиоклазом и кварцем. *Плагиоклаз* представлен обломками зерен, часто с проявлением спайности, состав от олигоклаза до лабрадора, до 25-85 μm в поперечнике. *Кварц* представлен грубообломочными зернами до 40-80 μm в поперечнике. *Калишпат* представлен грубообломочными зернами до 30 μm в поперечнике, встречается значительно реже плагиоклаза. *Авгит* представлен обломками неправильной формы до 30-70 μm в поперечнике, во внешней морфологии обломков проявлена спайность выраженная в ступенчатом изломе на поверхности. *Биотит* представлен уплощёнными зернами с совершенной спайностью выраженной в ступенчатой морфологии поверхности, до 30 мкм в поперечнике. *Ильменит* представлен обломками зерен до 50 μm в поперечнике. *Апатит* представлен обломками до 35 μm в поперечнике, содержание F до 2.6 мас. %. *Титаномагнетит* представлен обломками зёрен до 40 μm в поперечнике, состав Ti и Fe по поверхности неоднороден. В данных зернах отмечаются низкие содержания V и Cr – до 0.4 мас. %. *Магнетит* представлен обломками зерен до 14 μm в поперечнике.

На поверхности многих минеральных фаз встречены уплощенные образования состава *гематит-магнетит* (сложно достоверно идентифицировать) до 5-20 μm в поперечнике. Серосодержащие фазы представлены пирротином и баритом. *Пирротин* представлен небольшими изометричными обломками до 14 мкм в поперечнике. *Барит* представлен мелкими, до 10 микрон выделениями неправильной формы, иногда ромбовидными.

Вероятно, техногенные образования представлены Ni и Zr содержащими фазами, однако количество металла в них слишком велико и нестехиометрично по отношению к кислороду, другие вероятные катионы отсутствуют. Неидентифицированная, слабоокисленная (кислород не более 6 мас.%) Ni-содержащая фаза содержит 60-75 мас.% Ni при общей сумме до 80% с присутствием Cu (до 10 мас.%), Zn и Pb (до 4 мас.% каждого). Вторая, вероятная, металлоидная фаза представлена зерном содержащим 43 мас.% Zr с примесью кислорода 5-

17%, однако Si определяется не более 1.6 мас.%, что недостаточно по стехиометрии для циркона, другие анионы отсутствуют.

Обсуждение. Определенные минеральные частицы не имеют четко выраженных следов окатанности, их поверхность, как правило, грубая. Минеральные парагенезисы и примеси в минералах соответствуют среднеосновным породам типа габбро, а также средне-кислым кварц и калишпат-содержащим породам. В исследуемом материале присутствуют как первичные сульфиды, так и сульфаты. В виде чешуек небольшого размера - оксиды железа, вероятно гипергенные. В исследуемом материале также присутствуют частицы, вероятно, искусственного происхождения.

Размеры некоторых зерен таковы, что их видно невооруженным глазом, формально – это уже не пыль, а песок.

Минеральная часть изучаемого материала имеет в своем составе высокоабразивные минеральные фазы, что при длительном воздействии приводит к ухудшению состояния стеклянных поверхностей и т.п. отделочных материалов.

Наличие зерен с элементами, чье содержание в породах невелико, например Zr, может приводить к значимому загрязнению проб при пробоподготовке к прецизионным методам анализа химического состава.

Выводы. В результате проведенных работ установлено, что пылевое загрязнение с улицы может привносить материал в рабочее помещение. Зерна имеют достаточные размеры и грубообломочную морфологию, чтобы загрязнять материал отобранных монофракций из протолок, материал пород для изучения прецизионными методами анализа химического состава. Загрязнение происходит, главным образом, материалом средне-основных пород, а также кварц-калишпатсодержащих. При несоблюдении чистоты в рабочем помещении также может происходить загрязнение материалом невыясненного происхождения, вероятно, техногенного.

Работа выполнена за счет НИР ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

1. Acosta J.A., Gabarron M., Faz A., Martinez-Martinez S., Zornoza R., Arocena J.M. Influence of population density on the concentration and speciation of metals in the soil and street dust from urban areas // Chemosphere, 2015, vol. 134, pp. 328-337, DOI:10.1016/j.chemosphere.2015.04.038
2. Ivaneev A.I., Brzhezinskiy A.S., Karandashev V.K., Ermoln M.S., Fedotov P.S. Assessment of sources, environmental, ecological, and health risks of potentially toxic elements in urban dust of Moscow megacity, Russia // Chemosphere, 2023, vol. 321, 138142, DOI:10.1016/j.chemosphere.2023.138142

ОЦЕНКА ФОСФОРНОЙ НАГРУЗКИ В ОЗЕРАХ КОЛЬСКОГО СЕВЕРА

Базова М.М.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, mm.bazova@yandex.ru

Введение. Фосфор участвует как в природных геохимических и биохимических процессах, так и в процессах техногенеза. Природное поступление фосфора в водные системы зависит от продукции наземной растительности и определяется внешними факторами среды – количеством осадков, испарением и температурой (Smil, 2000; Seitzinger et al., 2005). Среди антропогенных факторов выделяют точечные (коммунально-бытовые стоки) (Kroeze et al., 2012; Mekonnen, Hoekstra, 2017) и диффузные источники загрязнения (смыв с сельскохозяйственных угодий минеральных и органических удобрений) (Simard et al., 1995; Mor ee et al., 2013). Изучение геохимии фосфора в системах, подверженных техногенному влиянию, в последние десятилетия связано в основном с процессами антропогенного эвтрофирования природных вод, которая является актуальной проблемой для многих регионов, имеющих высокую плотность населения, промышленность и интенсивно развивающееся сельское хозяйство. В.В. Бульон (1998) и Д.С. Наггер (1992) утверждают, что эвтрофирование – это антропогенный процесс, связанный с нерациональным природопользованием. Они считают, что многолетние изменения продуктивности водоемов связаны с региональными и глобальными изменениями климата. В.В.

Бульон (2005, 2017) в своих работах провел исследования, направленные на поиск взаимосвязей между процессами, происходящими в водной и наземной экосистемах и характеристиками, обусловленными влиянием зональных факторов. Результатом этих исследований послужила балансовая модель, которая характеризует отклик экосистемы озера на изменение внешних условий, имеющих природный и антропогенный характер (Бульон, 2018).

Целью исследования являлось выявление сходств и различий в формировании фосфорной нагрузки в малых озерах лесотундровой и северо-таежной зон.

Исходными материалами послужила гидрохимическая база данных по малым озерам Кольского Севера за (1990, 1995, 2000, 2010, 2014 и 2018 гг.). На рисунке 1 приведена картосхема региона со схемой точек исследования. Изученные озера расположены в лесотундровой (n=15) и северо-таежной зонах (n=15).

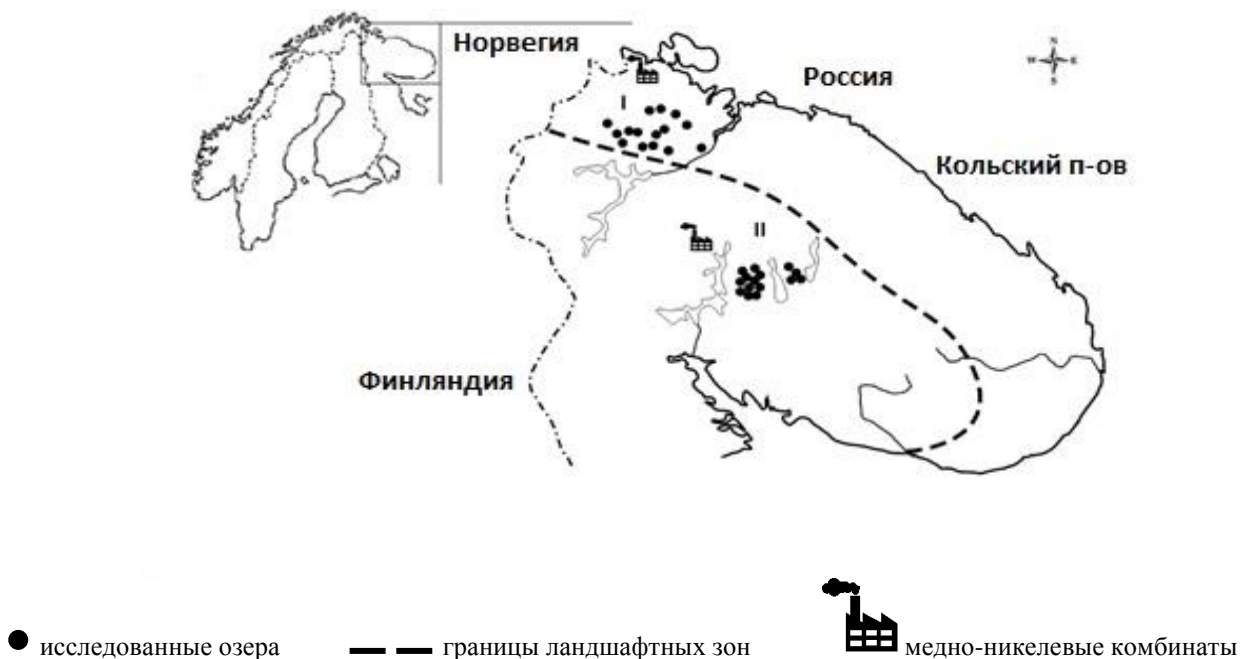


Рис. 1. Карта-схема точек исследованных озер Кольского региона: I – лесотундровая зона, II – северо-таежная зона

Результаты.

Динамика температуры в регионе за 28 лет

Для оценки климатических изменений были использованы доступные данные по среднемесячной температуре приземного слоя воздуха за 28-летний период наблюдений в период открытой воды (июнь, июль, август и сентябрь) по четырем станциям, расположенным на северо-западе – г. Никель (побережье Баренцева моря) и г. Мурманск, в центральной части региона г. Апатиты (водораздел между полуостровом) и на юго-западе Кольского п-ова г. Кандалакша (побережье Белого моря) (Архив погоды, 2019). Климатические особенности Кольского региона напрямую связаны с его географическим положением. Северная часть находится под влиянием теплого течения Гольфстрим. Именно поэтому, Баренцево море в районе города Мурманск не замерзает, а температура воздуха зимой (январь, февраль) соответствует условиям территорий, расположенных южнее.

На рис. 2 представлены данные по среднемесячным температурам приземного слоя воздуха в летне-осенний период с 1990 по 2018 гг. Статистически значимый положительный наклон тренда температуры ($r=0.65$, $p < 0.05$) свидетельствует о потеплении климата в период открытой воды в указанный период при высокой вариабельности, характерной для арктической зоны. Количество выпавших осадков в период открытой воды также достоверно увеличилось ($r=0.68$, $p < 0.05$) (рис. 3).

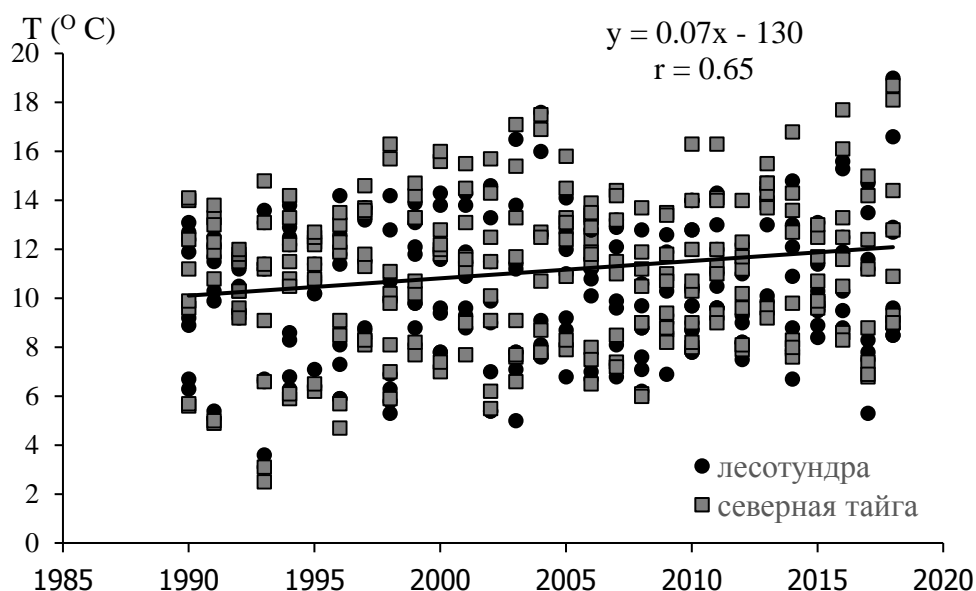


Рис. 2. Среднемесячные температуры приземного слоя воздуха в летне-осенний период (июнь-сентябрь) с 1990 по 2018гг. (построено по данным Архив погоды, 2019).

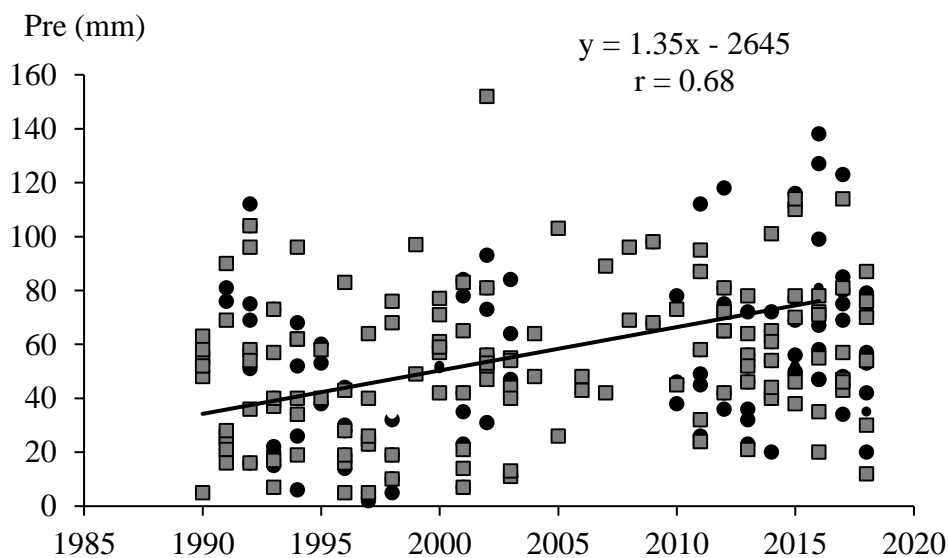


Рис. 3. Среднемесячное количество выпавших осадков в летне-осенний период (июнь-сентябрь) с 1990 по 2018гг. (построено по данным Архив погоды, 2019).

Потоки фосфора и их изменение при потеплении климата

Автор взяла за основу одну из составляющих модели В.В. Бульона (2018), характеризующую первичную продукцию на водосборе и поступление фосфора с водосбора в исследуемые озера.

Формулы для расчета потоков фосфора взяты из работы В.В. Бульона (2018), адаптированные к условиям Кольского Севера:

$$L_a = P \cdot TP_{pre} / 1000, \tag{1}$$

где L_a – поступление фосфора в озеро с атмосферными осадками, (г/(м²×год)); P – среднегодовое количество осадков, (мм/год); TP_{pre} – содержание фосфора в атмосферных осадках, (мкгP/л);

$$L_d = E \cdot SDA \tag{2}$$

где L_d – поступление фосфора в озеро с водосборной площади, ($\text{г}/(\text{м}^2 \times \text{год})$), SDA – удельный водосбор;

$$\text{Sed} = (L_a + L_d) R, \quad (3)$$

где Sed – седиментация фосфора в донные отложения, ($\text{г}/(\text{м}^2 \times \text{год})$);

$$\text{TP}_{\text{int}} = (L_a + L_d) (1 - R) T_w, \quad (4)$$

где TP_{int} – фосфорная нагрузка, ($\text{г}/(\text{м}^2 \times \text{год})$);

$$\text{Out} = \text{TP}_{\text{int}} / T_w, \quad (5)$$

где Out – потеря фосфора со стоком воды, ($\text{г}/(\text{м}^2 \times \text{год})$).

Расчеты, выполненные по модели, показывают комплексную реакцию системы «водосбор - водоем» на повышение температурных условий. Материалы были обобщены по двум периодам (1990-2000 и 2010-2018 гг.) Для озер, расположенных в лесотундровой зоне (I субрегион) к 2010-2018 гг. фосфорная нагрузка (TP_{int}) незначительно увеличилась как по средним, так и по максимальным значениям. В тоже время отмечено увеличение поступления фосфора с водосборной площади (L_d) на $0.41 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$ по максимальным значениям. Седиментация фосфора в донные отложения (Sed) была в пределах вариабельности как в 1990-2000, так и в 2010-2018 гг. Потеря фосфора со стоком воды (Out) значительно увеличилась по максимальным значениям к 2010-2018 гг. на $0.40 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$.

Согласно нашим расчетам, повышение среднегодовой температуры приземного слоя воздуха в северо-таежной зоне (II субрегион) на 1.0°C и, как следствие, повышение чистой продукции наземной растительности в среднем на 6% в 2010-2018 гг. по сравнению с периодом 1990-2000 гг. привело к увеличению поступления фосфора с водосборной площади (L_d) в озера по средним и максимальным значениям в 2 раза - на $0.52 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$ и на $3.88 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$ (табл. 3). Наряду с увеличением количества атмосферных осадков и поступлением в озера фосфора в их составе это привело к росту фосфорной нагрузки на водоемы в среднем незначительно (на $0.22 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$), по максимальным на $1.58 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$. В тоже время к 2010-2018 гг. симметрично произошло двукратное увеличение седиментации фосфора в донные отложения (Sed) и потери фосфора со стоком воды (Out) по максимальным значениям – на $0.66 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$ и $3.22 \text{ г}/\text{м}^2 \times \text{год}$ соответственно (табл. 1).

Таблица 1. Потоки фосфора в озерах по В. В. Бульону (2018) (I – лесотундровая зона, II – северо-таежная зона), n – количество озер

Параметры	Потоки фосфора, $\text{г}/\text{м}^2 \cdot \text{год}$	I, n=15		II, n=15	
		1*	2*	1	2
TP_{int}	Содержание фосфора под единицей площади акватории озера	0.30 ± 0.20	0.33 ± 0.27	0.27 ± 0.23	0.49 ± 0.49
		0.046-0.77	0.037-0.99	0.003-1.50	0.003-3.08
L_a	поступление фосфора в озеро с атмосферными осадками	0.005 ± 0.001	0.007 ± 0.001	0.006 ± 0.002	0.007 ± 0.001
		0.003-0.007	0.006-0.008	0.002-0.008	0.005-0.008
L_d	поступление фосфора в озеро с водосборной площади	0.60 ± 0.47	0.66 ± 0.60	0.52 ± 0.46	1.04 ± 0.99
		0.038-1.75	0.029-2.26	0.01-3.67	0.01-7.55
Sed	седиментация фосфора в донные отложения	0.21 ± 0.11	0.23 ± 0.15	0.18 ± 0.11	0.31 ± 0.27
		0.033-0.38	0.029-0.50	0.01-0.62	0.02-1.28
Out	потеря фосфора со стоком воды	0.39 ± 0.38	0.47 ± 0.44	0.57 ± 0.35	0.79 ± 0.68
		0.008-1.37	0.007-1.77	0.002-3.06	0.002-6.28

* 1 – 1990-2000, 2 – 2010-2018.

Заключение. В условиях отсутствия или минимальной антропогенной нагрузки поступление фосфора определяются совокупностью факторов: климатические, морфометрические и гидрохимические. Основными морфометрическими показателями, определяющими потоки и вынос фосфора со стоком, определяются период водообмена и величина удельного водосбора. Увеличение температуры приземного слоя воздуха в период

открытой воды в лесотундровой зоне (на 0.7°C) и в северо-таежной зоне (на 1.1°C) поспособствовало повышению чистой продукции наземной растительности и как следствие увеличению потоков фосфора. Анализ фосфорной нагрузки в озерах выделенных зон позволил выявить сходства и различия по двум периодам: в лесотундровой зоне к периоду 2010-2018 гг. по сравнению с периодом 1990-2000 гг. отмечено значительное увеличение поступления фосфора с водосборной площади и потери фосфора со стоком воды по максимальным значениям, фосфорная нагрузка незначительно увеличилась как по средним, так и по максимальным значениям. В северо-таежной зоне к периоду 2010-2018 гг. отмечено двукратное увеличение поступления фосфора с водосборной площади в озера как по средним, так и по максимальным значениям. Фосфорная нагрузка на водоемы в среднем увеличилась незначительно, зато по максимальным – существенно.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 22-17-00061.

Список литературы

1. Архив погоды: Мурманская область (2019) Справочно-информационный портал "Погода и климат" (<http://www.pogodaiklimat.ru/archive.php?id=ru®ion=51>).
2. Бульон В. В. Имеет ли место естественное эвтрофирование озер // Водные ресурсы. 1998. Т. 25 № 6. С. 759-764.
3. Бульон В.В. Моделирование потоков энергии в озерных экосистемах как инструмент гидробиологических исследований // Водные ресурсы. 2005. Т.32. №3. С. 361–370.
4. Бульон В.В. Влияние географических факторов на биологическую продуктивность озерных экосистем: моделирование и прогноз // Сибирский экологический журнал. 2017. Т.2. С.127–135.
5. Бульон В.В. Биотический поток вещества и энергии в системе «озеро и его водосбор» // Успехи современной биологии. 2018. Т.138. №5. С. 503–515.
6. Harper D. What is eutrophication? Eutrophication of Freshwaters. Springer, Dordrecht, 1992. P. 1-28.
7. Kroeze C., Bouwman L., Seitzinger S. Modeling global nutrient export from watersheds // Curr. Opin. Environ. Sust. 2012. V. 2 P. 195–202.
8. Mekonnen M.M., Hoekstra A.Y. Global anthropogenic phosphorus loads to freshwater and associated grey water footprints and water pollution levels: A highresolution global study. Water Resour. Res. 2017. V. 53, P. 1-14.
9. Mor ee A.L., Beusen A.H.W., Bouwman A.F., Willems W.J. Exploring global nitrogen and phosphorus flows in urban wastes during the twentieth century Global Biogeochem. Cycles 2013. V. 27. P. 836–846.
10. Seitzinger S.P., Harrison J.A., Dumont E., Beusen A.H.W., Bouwman A.F. Sources and delivery of carbon, nitrogen, and phosphorus to the coastal zone: An overview of Global Nutrient Export from Watersheds (NEWS) models and their application. Global Biogeochem. Cycles. 2005. V. 19. GB4S01.
11. Simard R.R., Cluis D., Gargbazo G., Beauchemin S. (1995) Phosphorus status of forest and agricultural soils from a watershed of high animal density. *J. Environ. Qual.* 24(5), 1010-1017
12. Smil V. Phosphorus in the environment: Natural flows and human interferences // Annual Review of Energy and the Environment. 2000. V. 25(1). P. 53–88.

ПЕТРОЛОГИЯ ГРУБООБЛОМОЧНОГО МАТЕРИАЛА ИЗ НЕОАРХЕЙСКИХ МОЛАССОИДНЫХ КОМПЛЕКСОВ ЦЕНТРАЛЬНОЙ КАРЕЛИИ

Бакаева А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, sashe-ku@yandex.ru

Введение. Исследование архейских терригенных комплексов, формирование которых приурочено к завершающим стадиям развития докембрийских зеленокаменных систем, ценно с точки зрения реконструкции эволюции континентальной коры на Земле как повсеместно, так и на локальных участках. Терригенные комплексы, приуроченные к заключительной стадии формирования Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (ВСЗП) Карельского кратона, были установлены в составе Остерской, Хаутаваарской, Эльмусской и Койкарской структур (Светов, 2005). Их образование происходило на коллизионном этапе развития ВСЗП, что обусловило преобладание в осадочных бассейнах отложений аллювиально-флювиального типа в сочетании с фрагментами элювиального происхождения и турбидитов (Hyde R.S., 1980). Исследование обломочного материала терригенных отложений Койкарской структуры позволяет не только реконструировать условия формирования осадочного бассейна (в районе оз. Питкилампи), но и оценивать сохранность магматических комплексов, находившихся в

Концентрации и спектры распределения редких и редкоземельных элементов в обломочном материале конгломератов и потенциальных источниках, подвергавшихся эрозии (рис. 2), демонстрирует более высокие концентрации всех элементов в обломках, при этом наибольшее сходство в топологии спектров распределения РЗЭ наблюдается между обломочной составляющей конгломератов и низкомагнезиальными коматиитами. $(La/Yb)_n = 0,43–1,28$ в коматиитах Койкарской структуры (Рыбникова, 2018), $(La/Yb)_n = 0,88–2,38$ в обломках коматиит-базальтового состава.

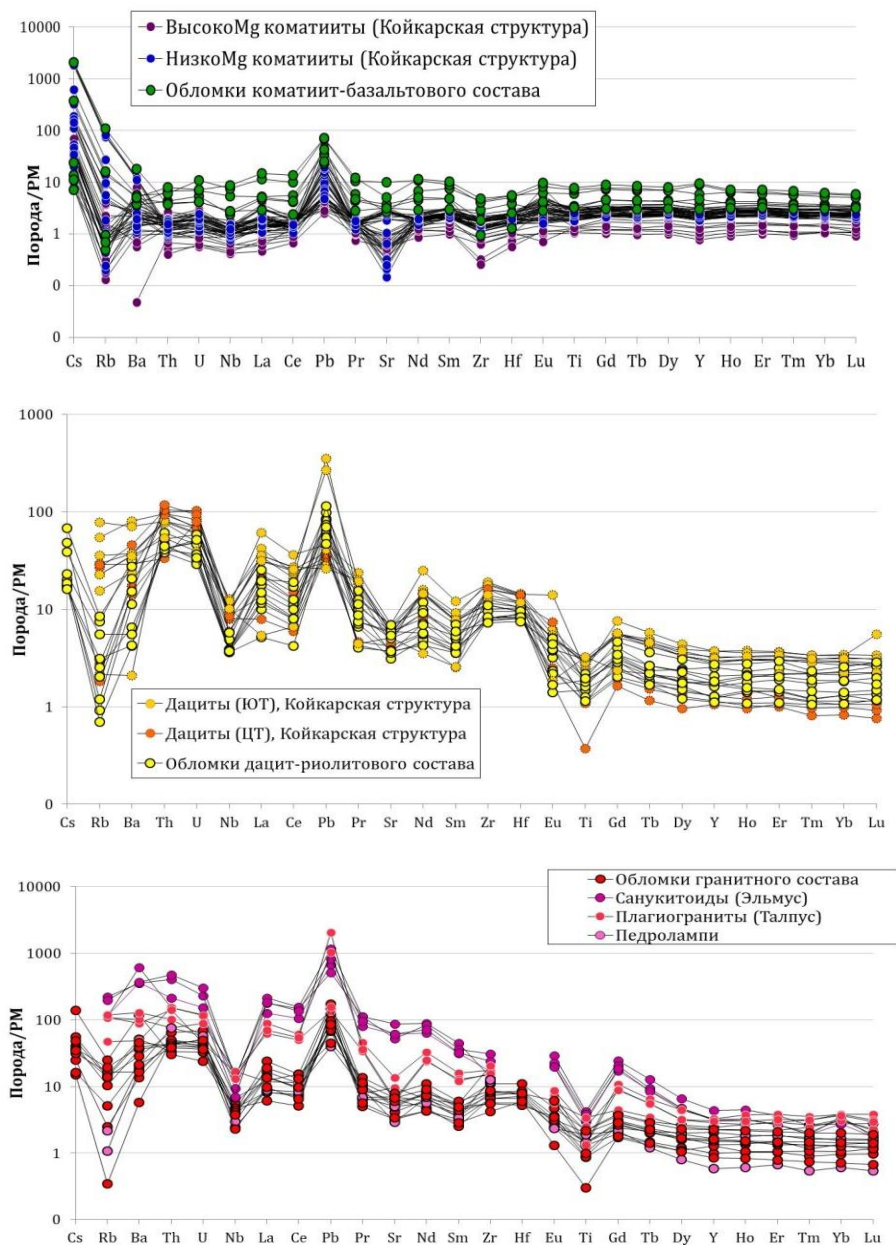


Рис. 2. Спайдерграммы, нормированные на примитивную мантию по: (Sun, McDonough, 1989) для обломочного материала и кислых магматических комплексов Центральной Карелии.

Корреляция спектров распределения редких и РЗЭ в обломках дацит-риолитового состава и дацитовых комплексах района оз. Питкилампи (Койкарская структура) демонстрирует сходство в распределении элементов в обломках и двух субвулканических телах: Южном и Центральном, описанных в районе озера Питкилампи (подробнее в работе Гоголев, 2018). $(La/Yb)_n = 8–21$ в субвулканитах Центрального и Южного тел Койкарской структуры, $(La/Yb)_n = 6,79–14,6$ в обломках дацит-риолитовой серии.

Ввиду того, что на территории Койкарской структуры в настоящее время неизвестно крупных магматических комплексов гранитного состава, поиск аналогичных образований проводился на близлежащих территориях, удаленных на незначительные расстояния (первые десятки км). Наибольшее сходство в распределении редких и РЗЭ было установлено с гранитоидами Эльмусской структуры, а именно были рассмотрены магматические комплексы Эльмусского массива (2,741 млрд л.), Талпусского массива (2,861 млрд л.) и гранитоиды района оз. Педролампи (рис. 2). $(La/Yb)_n = 5,38-22,6$ в плагиопорфирах района озера Педролампи, 3,84- 22,9 в плагиогранит-порфирах Талпусского блока, 45,5-56,3 в монцодиоритах Эльмусского массива (Дмитриева, 2017, дисс.) и $(La/Yb)_n = 2,80-4,47$ в обломках гранитного состава.

Химический состав магматических пород тесно связан с геодинамическими обстановками, в которых они были сформированы (Pearce et.al., 1984). Для реконструкции геодинамических обстановок формирования магматических источников обломочного материала конгломератов, составы обломков были нанесены на вариационную диаграмму Th/Yb – Nb/Yb (рис. 3).

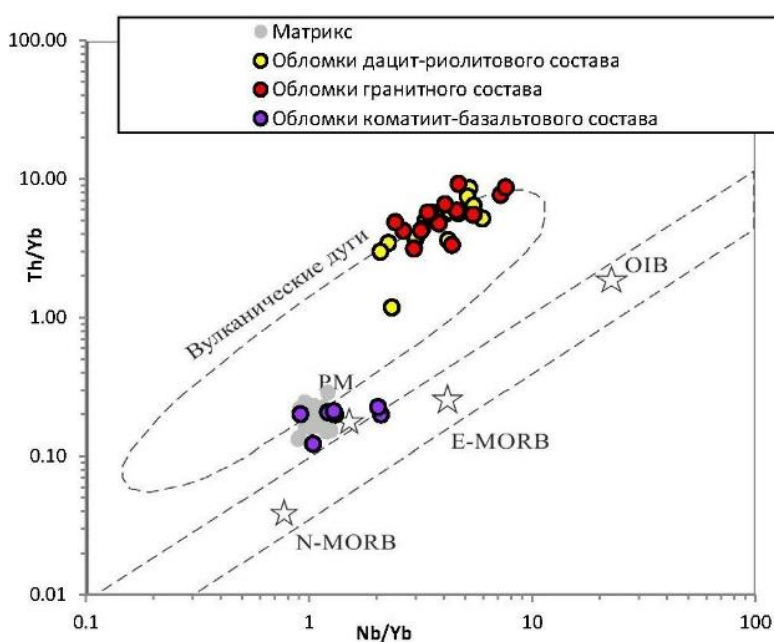


Рис. 3. Положение фигуративных точек обломочного материала полимиктовых конгломератов неархейского молассоидного комплекса Койкарской структуры Центральной Карелии на вариационной диаграмме Th/Yb – Nb/Yb

На диаграмме Th/Yb – Nb/Yb (рис. 3) обломки дацит-риолитового и гранитного составов находятся в области обогащения Th относительно Nb, что может свидетельствовать о формировании родительских магматических комплексов в зоне субдукции (вулканическая дуга), контаминации первичным магматическим расплавом корового материала или определяться первичным составом мантийного источника (Dampare et.al., 2008). Тогда как происхождение источников обломочного материала основного (коматиит-базальтового) состава связано с примитивной мантией.

Выводы. Таким образом, в результате петрографических и геохимических исследований были определены основные типы пород, составляющие обломочный материал молассоидного комплекса Койкарской структуры, и предложены наиболее близкие им по составу источники - магматические комплексы непосредственно Койкарской структуры и близлежащей Эльмусской площади. Среди значимых вероятных источников обломочного материала выделены породы КБА Койкарской структуры, дацит-риолитовые субвулканические комплексы района озера Питкилампи и не выделяемые ранее в Койкарской структуре магматические породы, аналогичные плагиопорфирам Эльмусского комплекса (рис.1, 2). Формирование первичных магматических источников происходило в области конвергентного взаимодействия литосферных плит: обломочный материал мафитового состава свидетельствует о принадлежности к субдуцирующей океанической плите (породы коматиит-

базальтовой ассоциации), тогда как фрагменты пород средне-кислого и гранитного состава, вероятно, свидетельствуют о магматических процессах в области вулканических дуг.

Исследование выполнено в рамках государственного задания ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

1. Dampare S.B., Shibata T., Asiedu D.K., Osae S., Banoeng-Yakubo B. Geochemistry of Paleoproterozoic metavolcanic rocks from the southern Ashanti volcanic
2. Hyde R.S. Sedimentary facies in the archaean Timiskaming group and their tectonic implications, Abitibi greenstone belt, northeastern Ontario, Canada // Precambrian research. 1980. 12.
3. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes / Eds. Saunders A. D., Norry M. J. Magmatism in the ocean basins // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. No. 42. P. 313–345.
4. Бакаева А.В. Матрикс полимиктовых конгломератов неархейского молассоидного бассейна Койкарского домена: геохимическая характеристика, 35 источники материала // Труды КарНЦ РАН. 2018. № 2. С. 111–121. DOI: 10.17076/geo766
5. Гоголев М.А. Геохимическая типизация дацит-риолитового магматизма центральной части Ведлозерско-Сегозерского зеленокаменного пояса (Карельский кратон)//Труды КарНЦ РАН. 2018. DOI: 10.17076/geo757
6. Дмитриева А.В. Металлогеническая специализация неархейского умереннощелочного магматизма Центральной Карелии//диссертация ... к.г.- м.н. по специальности 25.00.11 - Геология, поиски и разведка твердых полезных ископаемых, минерагения. 2017 г.
7. Пономарев А.И. Методы химического анализа силикатных и карбонатных горных пород. Издательство АН СССР. Москва. 1961. 414 с.
8. Рыбникова З.П. Дифференцированные лавы мезоархейских коматиитов: минералого-геохимическая характеристика, условия излияние и кристаллизации//Труды КарНЦ РАН. № 2. 2018. С. 77–90. DOI: 10.17076/geo772
9. Светов С. А. Магматические системы зоны перехода океан — континент в архее восточной части Фенноскандинавского щита. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. 230 с.
10. Светов С. А., Светова А. И., Назарова Т. Н., Антропова Е. А. Неархейские пулл-апарт бассейны Центрально-Карельского террейна: породные последовательности и литогеохимическая характеристика // Геология и полезные ископаемые Карелии. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2005. Вып. 8. С. 5–17
11. Светов С.А., Степанова А.В., Чаженгина С.Ю., Светова Е.Н., Рыбникова З.П., Михайлова А.И., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Колодей В.С. Прецизионный (ICP-MS, LA-ICP-MS) анализ состава горных пород и минералов: методика и оценка точности результатов на примере раннедокембрийских мафитовых комплексов//Труды КарНЦ РАН. 2015. Т. 7. С. 54-73. doi: 10.17076/geo140

ФОРМИРОВАНИЕ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА СНЕЖНОГО ПОКРОВА НА ЭЛЕМЕНТАРНЫХ ЛАНДШАФТАХ ВАЛДАЙСКОЙ ВОЗВЫШЕННОСТИ

Баранов Д.Ю.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. Вернадского РАН, dmitrybaranovjob@gmail.com

Введение. Снежный покров является чувствительным индикатором атмосферного загрязнения. Химический состав снега отражает региональное распространение и поступление элементов и их соединений на поверхность почв. потенциально опасные элементы для окружающей среды могут поступать в почвы, поверхностные и грунтовые воды во время снеготаяния. Содержание загрязняющих веществ в снежном покрове на 2–3 порядка выше по сравнению с атмосферными осадками из-за меньшей скорости выпадения и большей площади поверхности снежинок (Goto-Azuma, et al., 2006; Касимов и др. 2012). В настоящее время возрастает научный интерес к исследованию снега в районах, удаленных от явных источников загрязнения, что является одним из способов определения миграционно-активных компонентов в атмосфере. Для оценки влияния воздушного загрязнения объектом исследования был выбран условно фоновый район Валдайской возвышенности – Национальный парк «Валдайский», который относится к числу наиболее крупных особо охраняемых природных объектов Европейской части России. Целью исследования является определение геохимических особенностей формирования снежного покрова на различных видах элементарного ландшафта фоновых территорий.

Методика исследования. Исследования проводились с 2016 г по 2021 гг. Для отбора проб был выбран участок, расположенный в 20 км северо-западнее г. Валдай на водосборе оз. Гусиное (рис.1). Для определения различий в формировании химического состава снежного покрова были выбраны 3 вида элементарного ландшафта: элювиальный, трансэлювиальный и супераквальный (Перельман, Касимов, 1999). Подзолистые почвы и преимущественно сосново-кустарничковая растительность, представленные на элювиальном и трансэлювиальном видах ландшафта сменяются болотными почвами и мхами на супераквальном ландшафте.



Рис. 1. Схема расположения точек отбора проб.

Пробы снега отбирались при помощи пробоотборника высотой 1 м и диаметром заборной поверхности – 25 см. Средняя высота снежного покрова варьировала от 25 до 50 см, а высота отобранных кернов от 10 до 70 см. Отбор объединенной пробы для элювиального, трансэлювиального и супераквального видов элементарного ландшафта (точки опробования №1, 2, 3 соответственно) осуществлялся методом конверта. При отборе проб были измерены высота снежного столба и ряд физико-химических параметров (рН, электропроводность) исходного снега. Пробы снега оттаивали естественным путем в течение 24-30 часов, затем анализировали на содержание главных ионов (Ca, Mg, Na, K, Cl, HCO₃, NH₄, SO₄, PO₄) и микроэлементов (Al, Fe, Mn, Zn, Cu, Ni, Cd, Pb), также при помощи мембранной фильтрации в талой воде определяли взвешенные (d фильтра = 8,0; 1,2 мкм) и коллоидные (d фильтра < 0,45 мкм) формы элементов методом ICP-MS, ICP-AES и гидрохимических параметров (Eh, перманганатной окисляемости, цветности) в течение 48 часов после отбора проб снега.

Результаты. На протяжении всего периода исследования были отмечены изменения минерализации снега в зависимости от принадлежности к элементарному ландшафту, однако его тип оставался или неизменным – гидрокарбонатно-кальциевым. Смена элювиального вида ландшафта трансэлювиальным и супераквальным сопровождалась снижением общей минерализации от 5,8 мг/л до 3,8 мг/л, что обусловлено сменой растительности и рельефа. Аналогичная динамика снижения содержаний отмечается для Ca, Mg, K, Al, Fe, Pb и гидрокарбонат-ионов.

Лесные насаждения способствуют дополнительной аккумуляции Ca, Mg, K за счет накопления пыли на кронах хвойных деревьев, также отмечается существенное обогащение снежного покрова марганцем (более чем в три раза по сравнению с открытым пространством), данные наблюдения подтверждаются в исследовании (Pristova, Vasilevich, 2011). Содержание Mn имеет значимую положительную корреляцию ($r > 0.8$) с показателем цветности. При интерпретации полученных данных было выявлено, что влияние хвойных деревьев и сухостоя под снегом проявилось в повышении содержания органического вещества, биогенных элементов и снижении pH.

По рассчитанным данным в программе Statistica 10 марганец, железо, алюминий обладают сродством к органическим кислотам, что связано с включением компонентов в биологические циклы и их ролью в окислительно-восстановительных и комплексообразующих процессах. Наиболее информативным, с точки зрения регионального и трансграничного переноса вещества, является снежный покров, сформировавшийся в условиях супераквального ландшафта, т.к. на этом участке минимально влияние лесной растительности на состав снега. Количество взвешенных форм выше чем коллоидных, наибольшая разница характерна для Zn: отмечается поступление в виде взвеси более чем в 3 раза превышающее коллоидно-дисперсные формы элемента. Взвешенные формы металлов располагаются в следующем порядке: Ca>K>Na>Mg>Zn>Al>Pb>Cu>Ni; коллоидные формы: Ca>K>Na>Mg>Zn>Al>Cu>Ni>Pb. Изменение в последовательности отмечено лишь для Pb, Cu, Ni. Преобладание взвешенных форм рассмотренных элементов является следствием пылевой эмиссии.

Исследование выполнено при финансовой поддержке Гранта РФФ 22-17-00061.

Список литературы

1. Касимов Н.С., Кошелева Н.Е., Власов Д.В., Терская Е.В. Геохимия снежного покрова в восточном округе Москвы // ВЕСТН. МОСК. УН-ТА СЕР.5 ГЕОГРАФИЯ. 2012. №4 с. 14-24.
2. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрель-2000, 1999. 762 с.
3. Pristova, T.A., Vasilevich, M.I. Chemical composition of snow cover in middle-taiga forest ecosystems in the Komi Republic // Geochemistry International. 2011. V. 49. P. 199–206.
4. Goto-Azuma K., Koerner R.M., Demuth M.N., Watanabe O. Seasonal and spatial variations of snow chemistry on Mount Logan, Yukon, Canada // Annals of Glaciology. 2006. V. 43. P. 177–186.

ЭКОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ОЦЕНКА ПОЧВ В РАЙОНЕ ОСНОВНЫХ ЭКОЛОГИЧЕСКИХ ТРОП ЯЛТИНСКОГО ГОРНО-ЛЕСНОГО ЗАПОВЕДНИКА

Бессонова А.М., Алексеева И.Е., Зеленковский П.С.

Санкт-Петербургский государственный университет, bessonova_ann@211.ru

Введение. Особо охраняемые природные территории создаются с целью сохранения естественных природных комплексов. Необходимо проводить регулярный мониторинг состояния компонентов природной среды заповедной территории с целью принятия необходимых мер для снижения нагрузки, если таковая имеется.

Объектом исследования является территория Ялтинского горно-лесного заповедника в районе основных экологических троп. Выбранная для изучения территория заповедника характеризуется повышенной антропогенной нагрузкой вследствие высокого туристического потока, особенно в летний период, и близким расположением к заповеднику урбанизированных территорий (крупные автомобильные дороги и населённые пункты).

Для данной территории характерен высокий туристический поток, так как Ялтинский горно-лесной природный заповедник является одним из самых посещаемых в Республике Крым (Шляхова, Матушенко, 2018). Кроме того, вокруг заповедника практически отсутствует буферная зона, позволяющая снизить уровень антропогенного воздействия на территорию ООПТ. Небольшая по площади часть территории заповедника подвержена антропогенному влиянию и изменена (селитебные территории, дороги и т.п.) (Кобечинская и др., 2010). Это

обуславливает необходимость мониторинга состояния компонентов природной среды резервата, в том числе и почв, которые являются депонирующим компонентом экосистем.

Цель работы – определение закономерностей распределения тяжёлых металлов в почвах Ялтинского горно-лесного заповедника и выявление антропогенного влияния на данную территорию.

Методы исследования. Полевые работы проводились на территории заповедника «Ялтинский горно-лесной» в июле 2022 года. Отбор проб почв производился методом конверта. Пробы отбирались согласно ГОСТ 17.4.3.01-2017. Точечные пробы были взяты с глубины 0-5 и 5-20 см в полиэтиленовый герметичный пакет.

Сеть пробоотбора размещалась таким образом, чтобы максимально охватить различные бигеоценозы при росте абсолютных высот, а также сеть учитывала удаление от потенциальных источников воздействия (автомобильные дороги, населённые пункты). Точки наблюдения располагались на Боткинской, Штангеевской и Ставрикайской экологических тропах, которые являются наиболее загруженными в данном заповеднике в силу близкого расположения к крупному туристическому центру Южного берега Крыма – Ялте. Также для оценки антропогенного воздействия были проложены два профиля, перпендикулярных Бахчисарайскому шоссе, которое пересекает территорию заповедника.



Рис. 1. Карта-схема расположения точек пробоотбора на территории заповедника

Концентрация тяжёлых металлов в различных средах – это один из геохимических маркеров процессов, происходящих в природной среде, а также маркер антропогенной деятельности (Терехова и др., 2017; Кононова и др., 2016). Анализ проб почв на валовое содержание Cu, Cr, Zn, Pb, Ni, As проводился рентгенофлуоресцентным методом с помощью рентгеновского анализатора AP-104. Содержание As во всех пробах оказалось ниже порога обнаружения прибора – 5 ppm.

Производилось сравнение полученных концентраций элементов с ОДК (СанПиН 1.2.3685-21, 2021) в почвах (для близких к нейтральным и нейтральным почвам суглинистого и глинистого состава): ОДК Cu – 132 ppm, Zn – 220 ppm, Pb – 130 ppm, Ni – 80 ppm.

Более того, была проведена статистическая обработка полученных результатов. Установление характера распределения было выполнено с помощью теста Харке-Бера (ХБ), который устанавливает соответствие эксцесса и асимметрии нормальному и логнормальному распределению по следующей формуле:

$$\text{ХБ} = \left(\frac{n}{6}\right) * \left(S^2 + \frac{C^2}{4}\right),$$

где n – количество наблюдений в выборке, S – асимметрия выборки, C – эксцесс выборки.

При нулевой гипотезе нормальности и логнормальности тестовая статистика ХБ следует распределению хи-квадрат с 2 степенями свободы (параметр P). Если значение P больше

уровня значимости (0,05), то выборка подчиняется нормальному или логнормальному распределению.

Результаты исследования и обсуждение.

Для оценки геохимической обстановки в рамках исследования было отобрано 33 образца почвы на трёх экологических тропах и на двух профилях, пересекающих Бахчисарайское шоссе.

Для всех исследуемых тяжелых металлов были определены минимальные и максимальные значения, а также медиана, которые представлены в таблице 1.

Для территории исследования Ялтинского горно-лесного заповедника характерны относительно невысокие концентрации таких элементов, как Pb, Ni, Cr. Их максимальные и

Таблица 1. Оценка геохимической обстановки, ppm

Тяжелый металл	Min	Max	Медиана
Zn	5	250	102
Cu	25	381	89
Pb	49	105	69
Ni	28	63	48
Cr	50	108	78

медианные значения не превышают установленные ориентировочные допустимые концентрации для почв (для Cr не установлены нормативы валового содержания в почвах). Для таких элементов, как Zn и Cu характерны высокие значения содержания. Максимальные концентрации этих элементов превышают установленные ОДК для почв. Так, максимальная концентрация Cu в почвах района исследования составляет 381 ppm,

что почти в три раза превышает установленный для данного элемента норматив.

Превышения ОДК по Zn и Cu также наблюдаются на профилях, пересекающих Бахчисарайское шоссе и на точках наблюдения на экологических тропах, расположенных на наибольших абсолютных высотах. Превышений ОДК для Ni и Pb зафиксировано не было.

Для изучаемых тяжёлых металлов были построены гистограммы, которые позволяют определить характер распределения выборки для каждого элемента, который формируется под влиянием различных факторов, определяющих формирование геохимического фона исследуемой территории.

Согласно тесту Харке-Бера, который позволяет определить характер распределения выборки, для всех исследуемых металлов (Cu, Pb, Ni, Cr), за исключением Zn, характерно логнормальное распределение, что говорит о природном факторе формирования геохимического фона. Концентрации элементов для фоновой территории подчиняются логнормальному и нормальному закону распределения (Рогова и др., 2019).

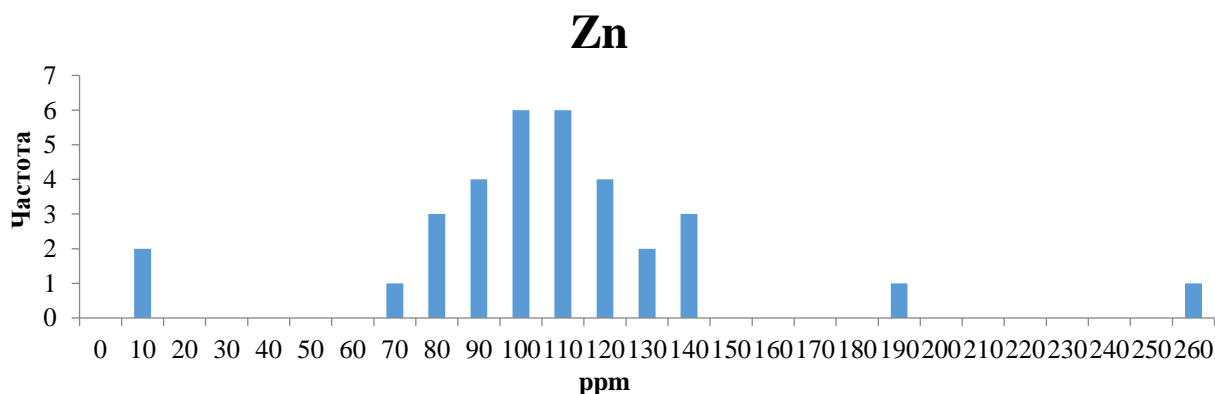


Рис. 2. Гистограмма распределения содержания Zn в пробах почвы

На гистограмме распределения содержания Zn отражены высокие концентрации, которые не подчиняются нормальному распределению, что говорит о наличии антропогенного воздействия на территорию исследования.

На рис. 3 можно проследить аналогичную Zn закономерность распределения для Cu, отдельные высокие значения которой свидетельствуют об антропогенном воздействии.

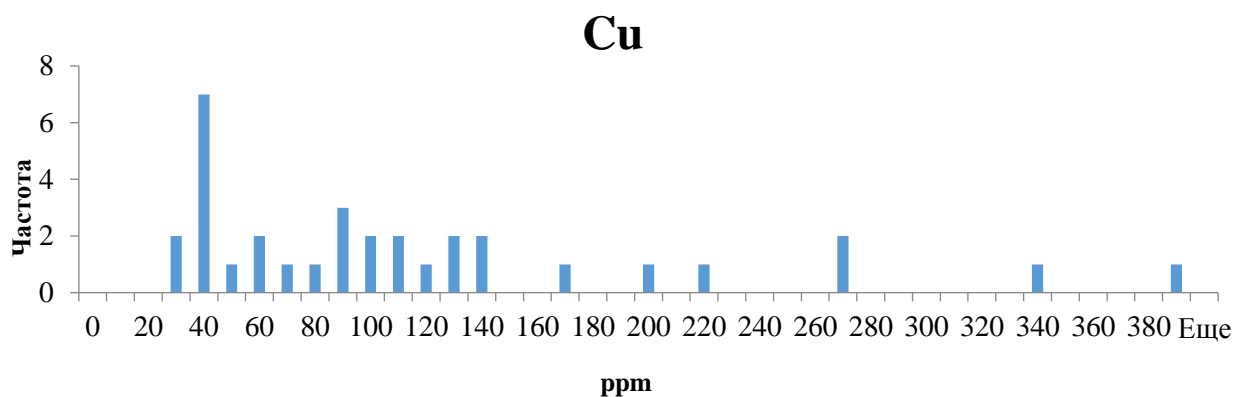


Рис. 3. Гистограмма распределения содержания Cu в пробах почвы

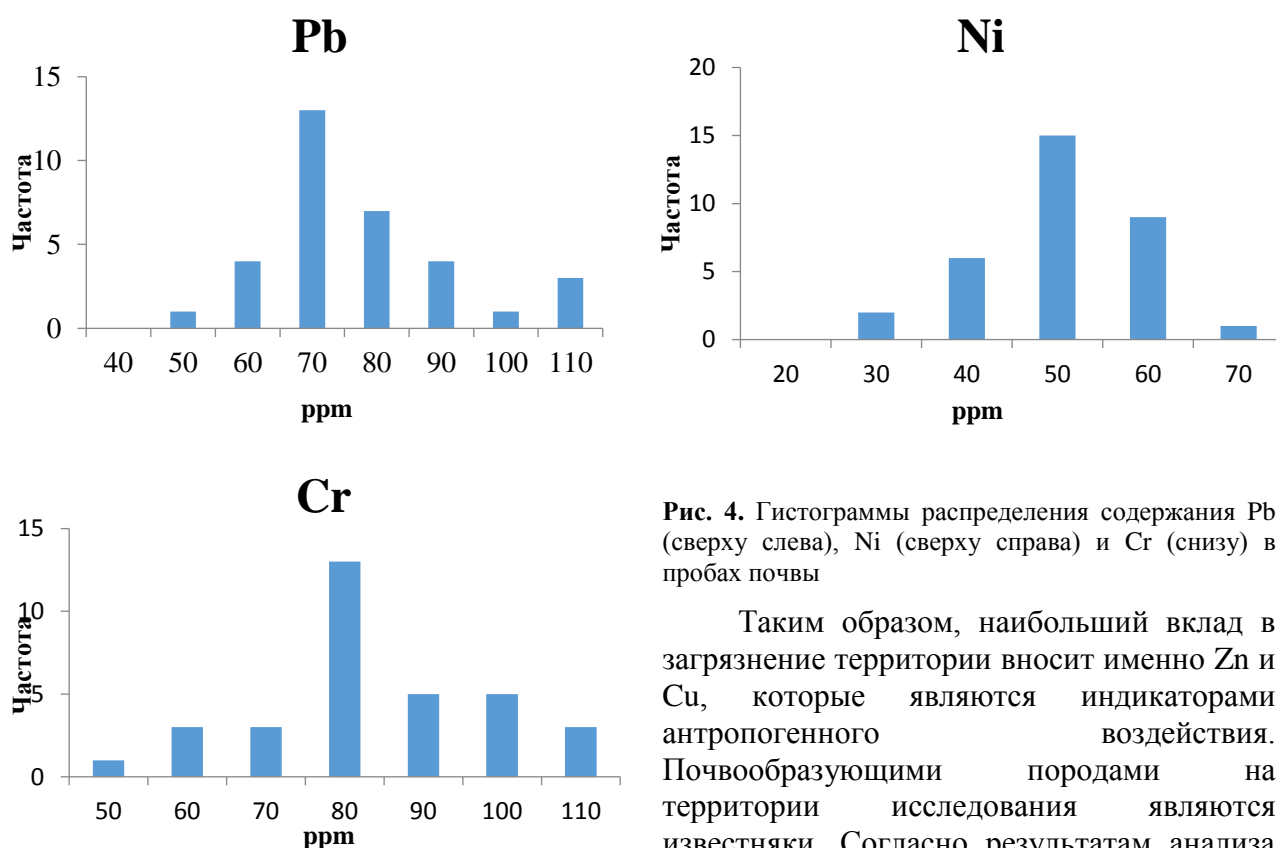


Рис. 4. Гистограммы распределения содержания Pb (сверху слева), Ni (сверху справа) и Cr (снизу) в пробах почвы

Таким образом, наибольший вклад в загрязнение территории вносит именно Zn и Cu, которые являются индикаторами антропогенного воздействия. Почвообразующими породами на территории исследования являются известняки. Согласно результатам анализа

кислотности почв, почвы данной территории относятся к нейтральным и слабощелочным, что может способствовать накоплению в них Zn и Cu. Кроме того, еще одним фактором, влияющим на накопление ТМ в почвах, является их механический состав. Территория исследования характеризуется почвами тяжелосуглинистого и глинистого механического состава, в которых активно накапливаются Zn, Cu и Ni (Васин, 2021).

На фоне вышеописанных природных геохимических закономерностей низкой миграционной способности исследуемых металлов в слабощелочных и щелочных почвах возможно локальное загрязнение почв территории заповедника. Превышение содержания Zn может быть связано с выбросами автотранспорта.

Выводы. В соответствии с полученными результатами сформулированы следующие выводы:

1. Территория Ялтинского горно-лесного заповедника в районе основных его экологических троп подвергается антропогенному воздействию. Воздействие на территорию заповедника

относится к эмиссионному – за счёт влияния Бахчисарайского шоссе на содержание тяжелых металлов в почвах исследуемой территории;

2. Наибольший вклад в загрязнение территории тяжёлыми металлами вносят Zn и Cu, высокое содержание которых может быть связано как с геохимическими особенностями территории исследования, так и с локальным влиянием таких источников загрязнения, как автомобильный транспорт;
3. Для Zn и Cu характерно превышение ОДК в некоторых точках, расположение которых в основном приурочено к автомобильным дорогам. Это также свидетельствует о влиянии автомобильного транспорта на территорию исследования.

Список литературы

1. Васин Д.В. Особенности накопления тяжелых металлов в разных типах почв (на примере Ульяновской области) // Успехи современного естествознания, 2021. № 6. С. 62–67;
2. Кобечинская В.Г., Свольнский А.Д., Свольнский М.Д., Капитонов В.В. Ведущие антропогенные факторы, нарушающие стабильность экосистем Ялтинского горно-лесного природного заповедника // Экосистемы, их оптимизация и охрана, 2010. Вып.2. С.58-74;
3. Кононова Л.А., Подлипский И.И., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. Рассчёт коэффициента суммарного загрязнения в почвах и донных отложениях рекреационной зоны национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Материалы Шестнадцатой международной молодежной научной конференции. Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета; Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. Москва, 2016. С. 260–262;
4. Рогова Н.С., Рыжакова Н.К., Борисенко А.Л. Определение и анализ природного и антропогенного геохимического фона для метода мхов-биоиндикаторов // Экология и промышленность России. 2019. С.58–63;
5. СанПиН 1.2.3685-21. Гигиенические нормативы и требования к обеспечению безопасности и (или) безвредности для человека факторов среды обитания – Введ. 2021–01–28 с изм. на 2022–12–30. – М.: Федеральный центр госсанэпиднадзора Минздрава России, 2021. 1153 с.;
6. Терехова А.В., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Хохряков В.Р. Определение фоновых содержаний тяжелых металлов в почвах и донных осадках центральной части национального парка «Смоленское Поозерье» // Экологические проблемы недропользования. Материалы семнадцатой международной молодежной научной конференции. Институт наук о Земле Санкт-Петербургского государственного университета; Геологический факультет Московского государственного университета им. М. В. Ломоносова. СПб, 2017. С. 67–74;
7. Шляхова П.С., Е.А. Матушевская. Туристический кластер Крыма: современное состояние и перспективы развития // Крымский научный вестник. Ялта, 2018. №3. С. 15–23.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ РАСПРЕДЕЛЕНИЯ НЕКОТОРЫХ ТЯЖЕЛЫХ МЕТАЛЛОВ В ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ СИСТЕМЫ ОЗЁР ОЗЕРЯВКИ НАЦИОНАЛЬНОГО ПАРКА «СЕБЕЖСКИЙ»

Богданов Т.В.¹, Зеленковский П.С.¹

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, tima.bogdanov.2001@mail.ru, p.zelenkovskii@spbu.ru

Введение. Наблюдения за состоянием донных отложений являются неотъемлемой частью первичного описания территории исследования. Проведение таких работ имеет приоритетное значение при изучении особо охраняемых территорий, на которых хорошо развита гидрологическая сеть. Одной из таких территорий является национальный парк «Себежский».

Парк характерен нахождением на его территории гидрологической сети, которая объединяет в себя наиболее крупные озера ООПТ. Одним из таких озер является озеро Озерявки, которое является транзитным пунктом, через который проходят воды из нескольких более крупных озер, впоследствии поступающие в озеро Нечерица (рис.1). Расположенные выше по гидрологической сети крупные озера прилегают своими берегами к городу Себеж. Таким образом, на водную сеть национального парка вероятно будет оказываться антропогенное воздействие, влияние которого может отразиться на озере Озерявки путем поступления загрязняющих веществ в донные отложения.

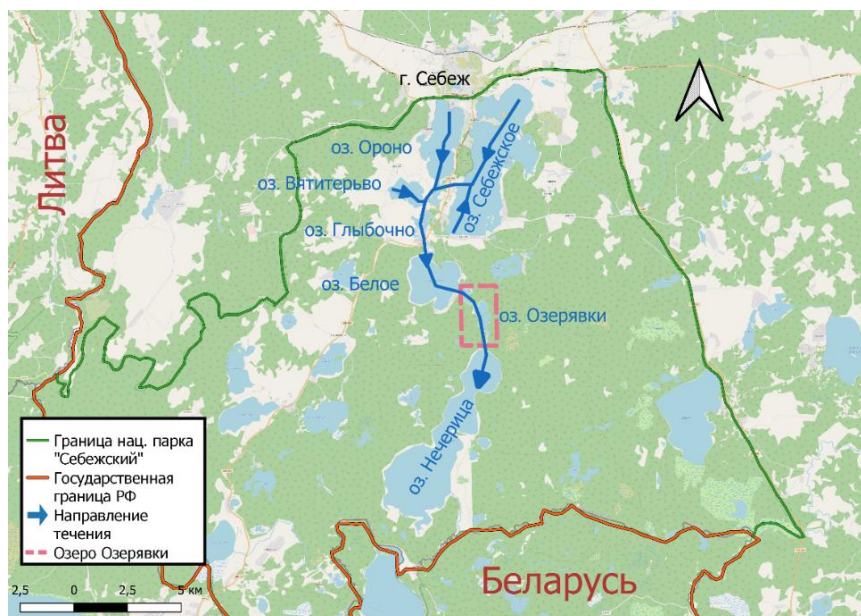


Рис. 1. Картограмма гидрологической сети Себежского национального парка (составлена автором)

Вместе с этим, на берегах исследуемого озера расположены туристические стоянки. Наличие данного фактора также обуславливает необходимость исследования Озерявок на предмет антропогенного воздействия.

Одним из основных показателей такого воздействия является загрязнение тяжёлыми металлами. В связи с этим, проведение исследования по изучению содержания и распределения тяжелых металлов является приоритетной задачей при первоначальном мониторинге состояния озера.

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

Задачи работы:

- Произвести отбор проб донных отложений, проанализировать их на содержание тяжелых металлов;
- Обосновать и провести расчет фоновых значений тяжелых металлов в донных отложениях для исследуемого озера;
- Выявить закономерность распределения тяжелых металлов в донных отложениях.

Материалы и методы исследования. Для достижения поставленных задач был произведен комплекс работ, включавший в себя следующие этапы:

1. *Полевой этап.* В рамках этапа проводился отбор нестратифицированных проб из верхнего слоя отложений до его глубин 0-0,2 метра. Это предоставляет возможность произвести как пространственный анализ распределения тяжелых металлов в отложениях, всего было отобрано 29 проб донных отложений.

2. *Камеральный этап.* Для получения данных о валовом содержании тяжелых металлов в каждой пробе, было проведено исследование при помощи рентгенфлуоресцентного метода. Результатом подобного анализа стало валовое содержание таких тяжелых металлов и металлоидов, как Zn, Pb, Cr, Ni, Cu и As.

3. *Анализ полученных результатов.* В рамках работы был произведен расчет медианных значений (Ваганов, 2008). Данные значения были рассчитаны по каждому из тяжелых металлов. Подобный расчет необходим, поскольку для данной территории отсутствуют данные о фоновых концентрациях исследуемых химических элементов в донных отложениях. Таким образом, предоставляется возможным установить локальные точки с концентрациями, отличающимися от естественных путем сравнения с медианным значением. Результаты расчета медианных значений представлены в Таблице 1.

Таблица 1. Медианные значения содержания тяжелых металлов в донных отложениях озера Озерявки с погрешностью измерения (в мг/кг).

Металл	Pb, мг/кг	Zn, мг/кг	Cu, мг/кг	Ni, мг/кг	Cr, мг/кг
Медиана	55	53	15	19	25
Погрешность	2,0	12,0	4,0	5,0	4,0

Результаты исследования. Пробы поверхностных донных отложений отбирались равномерно по всей площади озера с целью установления пространственных закономерностей накопления исследуемых тяжелых металлов в них. На основании результатов анализа были построены схемы распределения каждого из металлов в поверхностных отложениях. Основываясь на данных схемах, предоставляется возможным сделать выводы о пространственном распределении металлов и возможных источниках антропогенного воздействия.

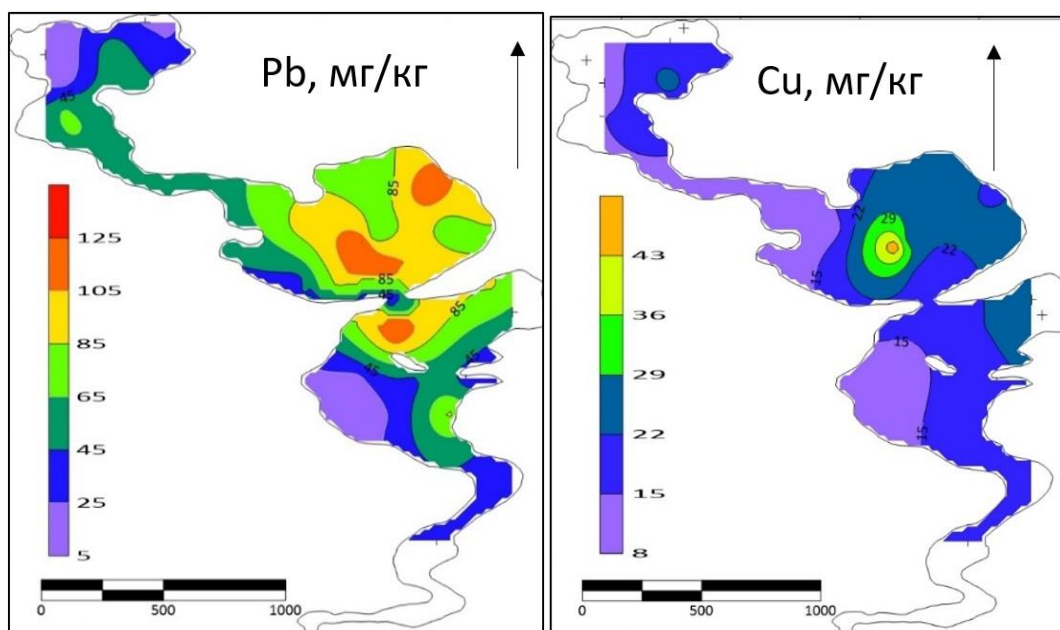


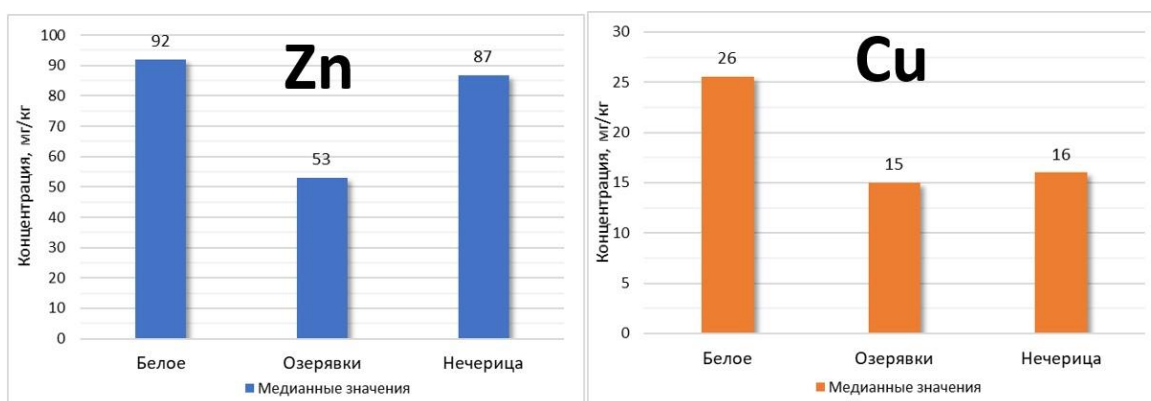
Рис. 2а, 2б. Распределение свинца (слева) и меди (справа) в поверхностных пробах донных отложений

Обращаясь к полученным схемам, предоставляется возможным наблюдать 2 типа распределения металлов.

Первый характерен для свинца и цинка, которые накапливаются в поверхностном слое донных отложений достаточно неоднородно (пример: цинк на рис. 2а). Это происходит по причине присутствия нескольких точек со следами антропогенного влияния, формирование которых приурочено к нескольким факторам. Максимальное значение приурочено к наиболее глубокой части этой котловины (4,5 метра, 121 мг/кг). Формирование этого пика объясняется двумя причинами: наиболее глубокой точкой котловины, в которой происходит максимальная аккумуляция вещества, и близость источника антропогенного воздействия – туристических стоянок на южном берегу второго плёса. Еще один пик приурочен к наиболее глубокой точке всего озера – впадине в третьем плёсе, расположенному ниже всего по течению, глубины которого достигают 6 метров. Накопление там свинца также, предположительно, приурочено к близости туристических стоянок, которые являются источником антропогенного воздействия на озеро. В остальной же части Озерявок данный металл накапливается однородно, в пределах медианных значений. Абсолютно аналогичная ситуация наблюдается и для цинка. Таким образом, близость источника антропогенного воздействия и понижения рельефа дна являются условиями, при которых происходит накопление свинца и цинка в донных отложениях.

Второй тип распределения характерен для меди, хрома и никеля (пример: медь на рис. 2б). Тенденция накопления данных металлов схожа: их наибольшие концентрации приурочены к глубокой части второго плёса озера, в точке, где ранее были обнаружены наиболее высокие концентрации свинца и цинка. В остальной же части озера эти металлы распределены равномерно, прочих следов антропогенного воздействия не наблюдается. В целом, для данных металлов справедливо суждение о их крайне незначительном поступлении в донные отложения озера.

Характеристика Озерявок как транзитного пункта гидрологической сети. Для предоставления подобной характеристики, было проведено сравнение полученных медианных значений для Озерявок с другими озерами гидрологической сети: Белым и Нечерицей, которые располагаются выше и ниже по течению соответственно. По результатам сравнения было зафиксировано крайне неоднородное распределение исследуемых металлов в этих озерах. Результаты сравнения представлены на рисунках 3а, 3б.



Рисунки 3а, 3б. Графики сравнения свинца (слева) и меди (справа) в отложениях озер (по медиане)

Как можно заметить из графиков, для разных металлов характерны различные закономерности накопления в отложениях в зависимости от озера. Так, вновь наблюдаются два типа распределения: для цинка и свинца, и для меди, никеля и хрома.

Первый тип характеризуется наличием более высоких значений в озерах Белое и Нечерица, а в Озерявках содержание этих металлов оказалось ниже (рис.3а). Это говорит о том, что для цинка и свинца Озерявки выступают транзитным пунктом, в них практически не происходит их накопления. В Белом эти металлы накапливаются благодаря высоким глубинам (до 25 метров), в Нечерице – в связи с его характеристикой как водоема аккумулятора. Эти металлы, поступающие из Белого, проходят транзитом через Озерявки, что подтверждается их высокими концентрациями в Нечерице. Таким образом, вновь подтверждается предположение о том, что основным источником поступления цинка в донные отложения Озерявок являются туристические стоянки.

Второй тип значительно отличается от описанного ранее распределения. Медь, хром и никель характеризуются другим типом распределения по озерам гидрологической сети. Так, наибольшие их концентрации приурочены к озеру Белое, а в Озерявках и Нечерице медианы оказались на одном уровне (рис. 3б). Это говорит о том, что с водами из других озер в Озерявки данные тяжелые металлы практически не поступают, так как аккумулируются в Белом. Это подтверждается отсутствием высоких концентраций в Нечерице. Вместе с этим, отмечается отсутствие повышенных концентраций данных металлов в первом плесе озера, который непосредственно соединяется с протокой из озера Белое (рис. 2б).

Таким образом, справедливо замечание об отсутствии значимого влияния на Озерявки со стороны других озер гидрологической сети. Исследуемое озеро характеризуется как транзитный пункт. Данная динамика распределения поллютантов достаточно необычна, в связи с чем ее изучение является приоритетной и наиболее интересной задачей в контексте дальнейшей характеристики озер национального парка Себежский.

Выводы.

1. Повышенные содержания тяжелых металлов в донных отложениях озера Озерявки имеют локальный характер. Они накапливаются вблизи туристических стоянок, что говорит о возможном антропогенном влиянии с их стороны. Однако, даже в местах с повышенными концентрациями тяжелых металлов не наблюдается значений, которые позволяли бы говорить о действительно значимом загрязнении донных отложений озера. Наибольшие значения для исследуемых тяжелых металлов составляют порядка 120 мг/кг, что опять же не позволяет говорить о высоком уровне загрязнения. В соответствии с данными условиями, необходимо проведение мониторинговых наблюдений вблизи туристических стоянок.

2. В пробах поверхностных донных отложений наиболее заметны цинк и свинец, распределение которых приурочено сразу к нескольким очагам накопления. Их появление обусловлено воздействием человека, а именно хозяйственной деятельностью на туристических стоянках, которые выступают основным источником антропогенного воздействия на экосистему озера. Распределение меди, никеля и хрома в поверхностных пробах оказалось практически равномерным, без формирования ярко выраженных очагов загрязнения.

3. Озерявки являются транзитным пунктом для тяжелых металлов, поступающих из системы озер национального парка. Из озера Белое в него действительно поступают тяжелые металлы, которые частично отлагаются, но преимущественно – мигрируют дальше по сети и отлагаются в озере Нечерица. Влияние от поступления вод из этого озера на Озерявки минимально. В связи с этим, необходимо наблюдение за состоянием всей гидрологической сети, в частности, озёр Себежское и Ороно, расположенных в зоне интенсивного антропогенного воздействия.

Заключение. В ходе данной работы были получены и проанализированы результаты исследования донных отложений озера Озерявки на тяжелые металлы. По результатам исследования было установлено, что следы антропогенного воздействия наблюдаются вблизи туристических стоянок, поскольку вблизи них зафиксированы наибольшие концентрации свинца и цинка в донных отложениях. В некоторых точках наблюдается превышение медианных значений для озера более чем в 2 раза.

Список литературы

1. Ваганов П.А. Математические методы в экологической геологии. Учебное пособие [Текст] / П.А. Ваганов, В.В. Куриленко, И.М. Хайкович // СПбГУ, Санкт Петербург. – 2008. – 302 с.;
2. Горбунова А.В. Оценка закономерностей распределения хрома в донных осадках озера Белого Национального парка «Себежский» [Текст] // Горбунова А.В., Пономарчук Т.В., Богданов Т.В., Зеленковский П.С., Хохряков В.Р. // Сборник материалов XIX Большого географического фестиваля - Санкт-Петербург – 2023 – 3 с.;
3. ГОСТ 17.1.5.01-80. Охрана природы. Гидросфера. Общие требования к отбору проб донных отложений водных объектов для анализа на загрязненность [Текст]. – Введ. 1982-01-01. – М.: Изд-во стандартов, 1982. – 7 с.;
4. Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений [Текст] / В.А. Даувальтер // Мурманский государственный технический университет. – 2012. – 244 с.;
5. Опекунов А.Ю. Экологическая седимантология: учебное пособие [Текст] / А.Ю. Опекунов // Издательство Санкт-Петербургского государственного университета. – 2012. – 224 с.;
6. Чертко, Н. К. Математические методы в географии. Учебно-методическое пособие [Текст] / Н. К. Чертко, А. А. Карпиченко // Минск. БГУ. - 2009. – 199 с.
7. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ) [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://vsegei.ru/>. Дата обращения: 28.01.2023.;
8. Себежский национальный парк [Электронный ресурс]. Режим доступа: <https://seb-park.ru/about/>. Дата обращения: 13.02.2023.

МИНЕРАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ ПОЛИМИНЕРАЛЬНЫХ СИЛИКАТНЫХ ВКЛЮЧЕНИЙ В ЦИРКОНЕ ИЗ МАНГЕРИТ-ПОДОБНЫХ ПОРОД, САЛМИНСКИЙ АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНЫЙ КОМПЛЕКС, КАРЕЛИЯ

Васильев С.С., Коньшев А.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск, karel_sergey@mail.ru

Введение. Анортозит-рапакивигранитные комплексы (далее – АРГК) пород являются «визитной карточкой» докембрийского магматизма на нашей планете. Магматизм образующий данные комплексы испытал широкое развитие в интервале 2-1 млрд. лет назад и в настоящее время не имеет прямых аналогов. Изучение процессов приводящих к образованию данных объектов имеет как фундаментальный, так и практический интерес. Фундаментальный – связан с эволюцией корового магматизма на планете. Прикладной - с подобными комплексами ассоциируют месторождения полезных ископаемых, в том числе уникальные.

Для АРГК, отмечаются проявления процессов минглинга и миксинга (Salonsaari, 1995; Konyshev, 2023). Также в составе АРГК часто выделяют т.н. «мангериты» - пироксенсодержащие монцонитоподобные породы, вероятно, также имеющие гибридную природу. Публикации о вхождении мангеритов в состав Салминского АРГК на сегодняшний момент отсутствуют. Но подобные объекты в пределах Салминского АРГК присутствуют. Изучаемые в данной работе породы ранее описаны (Жданова, 2012) как кварцевые диориты. Данная работа призвана внести некоторую ясность по данному вопросу.

Цель работы – характеристика минеральных парагенезисов раскристаллизованных расплавных включений в цирконе из гибридных монцонит-подобных пород Салминского АРГК.

Геологический очерк. Исследуемые породы обнажаются в бортах дорожной выемки трассы Сортавала – Петрозаводск 368-371 км, неподалеку от населенного пункта Колатсельга. Обнажения располагаются вблизи восточного края Салминского АРГК. Салминский АРГК внедрился на стыке карельского кратона и свекофеннского орогена в мезопротерозое 1547-1530 млн. (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997).

В записке к геологической карте (Карта, 1975) сказано, что в краевой части гранитов рапакиви также располагаются более основные породы - гранодиориты. В данной местности во время полевых работ 2021 г. обнаружено три проявления средних пород.

Эти породы имеют более меланократовый облик по сравнению с окружающими гранитами-рапакиви (Рис.1, а). Цвет обусловлен зеленовато-серым цветом калиевого полевого шпата, обилием амфибола и пироксена. Между данной породой и гранитом рапакиви часто отмечается зона мелкозернистых гранитов серого цвета насыщенная изометричными кристаллами кварца, равномерно распределенными в этой зоне (Рис. 1, b). Контакты изучаемых пород с гранитами рапакиви (Рис. 1, c) не четкие. Наблюдаются плавные переходы с попаданием розовых овоидов калиевого полевого шпата из гранитов рапакиви в серо-зеленые породы. К сожалению, форма тел остаётся неясной, так как обнажения в дорожной выемке фрагментарны и не дают ответа на этот вопрос. Важно отметить, что калишпатовые овоиды целые, отсутствуют следы хрупких деформаций (сколов). Также, в более меланократовых породах отмечены овоиды калиевого полевого шпата 2-3 см в поперечнике идентичные овоидам в гранитах рапакиви, но серо-зеленого цвета. В изучаемой породе отмечается обилие фаялита до 500 мкм в поперечнике. Вероятно, серо-зеленый цвет овоидов калишпата связан с низкой активностью кислорода, так как фаялит является минералом - индикатором окислительно-восстановительных условий с относительно низкой активностью кислорода.

Данная работа является частью исследований направленных на изучение условий и истории формирования ассоциирующихся с гранитами рапакиви монцонитоподобных пород. В данной работе изучался образец равномернозернистой породы зеленовато-серого цвета (Рис. 1, а).

На петрохимической диаграмме TAS, данная порода попадает в поле кварцевых диоритов ($\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O} = 6.08$; $\text{SiO}_2 = 62.76$). По наличию пироксена породу можно отнести к мангеритоподобным породам. Визитной карточкой изучаемых пород является высокое содержание Zr до 0.22 мас% (при том, что породы не попадают в щелочной ряд), в то время

как содержание Zr во вмещающих их гранитах рапакиви не превышает 0.05 мас%. Если принять, что содержание Zr в породе соответствует его максимально возможному количеству в силикатном расплаве согласно термометру (Watson & Harrison, 1983), то температура образования породы составит 1022°C.



Рис. 1. Обнажение в дорожной врезке к западу от населенного пункта Колатсельга. Показано типичное взаимоотношение пород изучаемого типа с гранитами рапакиви. а - кварцевые диориты, b - мелкозернистые обогащённые кварцем граниты, с - биотит-амфиболовые граниты "рапакиви" (питерлиты).

Для того чтобы пролить свет на историю формирования данных пород, в рамках этой задачи были изучены минеральные парагенезисы раскристаллизованных расплавных включений в цирконах.

Методика. Зёрна циркона выделялись из породы путём её растворения во фтористоводородной кислоте (45%) без дополнительного нагрева.

Поиск расплавных включений в цирконе происходил под биноклем. Зёрна представляющие интерес помещались на двусторонний скотч и заливалось эпоксидной смолой. После застывания смолы происходило вскрытие расплавных включений при помощи полировки с контролем процесса при помощи оптической микроскопии в проходящем и отражённом свете.

Изучение морфологии и компонентного состава минеральных фаз проводилось при помощи методов сканирующей электронной микроскопии (Mira3, Tescan) и энергодисперсионного спектрометра (X-MAX).

Определение минеральных фаз проводилось расчетным путем и при помощи сравнения с базой данных по составам минералов webmineral.com.

Результаты. Минеральные ассоциации из включений в цирконах.

На основе полученных данных методом СЭМ (сканирующая электронная микроскопия) и РСМА (рентгеноспектральный микроанализ) были обнаружены различные включения в цирконе. Всего было исследовано 30 цирконов, в которых было вскрыто полировкой 5

раскристаллизованных расплавных включения. Включения встречаются как мономинеральные (твердофазовые), так и полиминеральные (вероятно, раскристаллизованные расплавные).

Минеральные фазы, встреченные в цирконе: апатит, КПШ, кварц, флюорит, ильменит, плагиоклаз, титанит, амфибол, пирит, пирротин, халькопирит.

Мономинеральные (твердофазовые включения):

Апатит представлен мономинеральными включениями. Зерна апатита прозрачны, имеют удлинённую (игловидную) форму, встречаются как в центральной части так и с краю кристалла циркона. Длина от 5 мкм и до 15 мкм, ширина от 5 мкм и до 10. Апатит является наиболее распространённым минеральным включением, присутствует практически в каждом зерне циркона. *Ильменит* встречен в виде редких овальных и округлых непрозрачных зёрен. Размеры по наиболее длинной стороне не более 10 мкм. По сравнению с частотой обнаружения апатита - встречается редко.

Полиминеральные включения, как правило, имеют форму "обратного кристалла" циркона, их стенки параллельны стенкам минерала-хозяина. Границы минеральных фаз во включении подчинены внешним границам включения (рис 2).

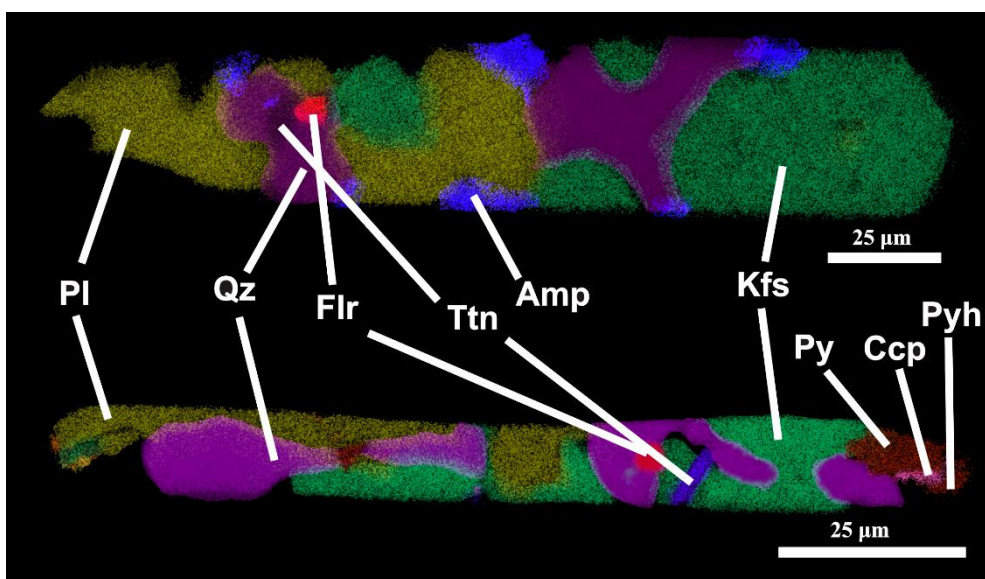


Рис. 2. Элементные карты двух полиминеральных силикатных включения в цирконе.

Сокращения названий минеральных фаз, даны по рекомендациям IMA, согласно (Warr, 2021). Для наглядности, чтобы избежать наложения цветов, элемент вне минеральной фазы стерт при помощи графического редактора. Жёлтое – Ca, Зеленое – K, Сиреневое – Si, розовое – F, синее – Fe, коричневое – S.

Главные породообразующие минералы: кварц, КПШ, плагиоклаз. Взаимоотношения между зёрнами без явных признаков более ранней кристаллизации одной из фаз, границы между главными породообразующими минеральными фазами сглаженные, округлые. Наблюдаемые количественные отношения между ними, в целом равнозначные (оценка проводилась в плоскости полировки).

КПШ имеет размеры в плоскости наблюдения до 15 мкм. *Плагиоклаз* в плоскости наблюдения представлен зёрнами до 20 мкм в поперечнике, представлен олигоклазом (An 12-20). *Кварц* в плоскости наблюдения представлен зернами до 25 мкм в поперечнике. *Титанит* встречен в виде зёрен размером до 5 мкм по наиболее длинной стороне выполняющих интерстиции между ранее образованными породообразующими минералами, однако встречено также одно идиоморфное удлиненное зерно. Выделения незначительны по размеру и по площади фазы в сравнении с площадью включения.

Амфибол встречен в виде зерен неправильной формы тяготеющих к краям полиминерального включения. В связи с малыми размерами достоверно определить его разновидность не представляется возможным, однако, это Fe-Ca амфибол.

Пирит представлен зернами имеющими в наблюдаемой плоскости треугольные и прямоугольные формы до 10 μm по длинной стороне. *Пирротин* представлен выделением имеющим подчиненные по отношению к пириту формы. *Халькопирит* представлен выделением в виде тонкой полосы между пиритом и пирротинном. *Флюорит* встречается редкими зёрнами неизометричной формы до 5 μm в поперечнике, а также в виде изометричных выделений имеющих в наблюдаемой плоскости форму близкую к ромбу.

Выводы. Рассмотренные полиминеральные включения в цирконе из кварцевых диоритов представляют собой типичный для гранитоидов парагенезис. F-содержащие фазы представлены флюоритом и титанитом, амфиболом. Слюды не обнаружены (на данном этапе исследований, в связи с малым количеством изученных раскristализованных силикатных включений). Также, отсутствуют минералы группы пироксена и фаялит, характерные для изучаемой породы.

В захваченных включениях отмечаются сульфиды в количестве явно превышающем растворимость S в силикатном расплаве (более 0.2 мас%, определено по площади фаз в наблюдаемой плоскости), что можно интерпретировать либо как совместный захват уже закristализовавшихся сульфидных фаз и силикатного расплава, либо как захват двух расплавов - сульфидного и силикатного с последующей их раскristализацией.

Изученные цирконы либо являются захваченными (вероятно, из гранитов-рапакиви), либо между кристаллизацией захваченных полиминеральных включений (вероятно, расплавных) и изучаемой породы происходила резкая смена условий кристаллизации, которая привела к изменению фазовых равновесий и как следствие - различным минеральным парагенезисам в них.

Работа выполнена за счет средств НИР ИГ КарНЦ РАН, тема № 216.

Список литературы.

1. Госгеолкарта масштаб 1:200 000, лист Р-36-XXI, первое поколение, ВСЕГЕИ, 1975.
2. Жданова В.С. А.В. Изучение пород на контакте с гранитами рапакиви салминского массива // Труды Международной молодежной конференции «Науки о Земле и Цивилизация», Том 1. Науки о Земле. Санкт-Петербург, Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2012.
3. 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. <https://doi.org/10.1007/s004100050285>.
4. Konyshchev, A. Natural Experiment on the Extraction and Quenching of Rapakivi-like Magmas: Traces of Interaction with the Mafic Melts and Their Derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia). *Minerals* 2023, 13, 527. <https://doi.org/10.3390/min13040527>
5. Neymark, L.A.; Amelin, Y.V.; Larin, A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite–Anorthosite batholith (Karelia, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994, 50, 173–193. <https://doi.org/10.1007/BF01160146>.
6. Salonsaari, P.T. Hybridization in the subvolcanic Jaala-Iitti complex and its petrogenetic relation to rapakivi granites and associated mafic rocks of southern Finland. *Bull. Geol. Soc. Finland* 1995, 67, 104.
7. Warr L.N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // *Mineralogical Magazine* (2021), 85, 291–320 [doi:10.1180/mgm.2021.43](https://doi.org/10.1180/mgm.2021.43)
8. 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. DOI:10.1016/0012-821X(83)90211-X.

МЕТАМОРФИЧЕСКИЕ МИНЕРАЛЬНЫЕ РЕАКЦИИ И РТ-ОЦЕНКИ ФОРМИРОВАНИЯ ПАРАГЕНЕЗИСОВ В ПОРОДАХ МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ (ЮГО-ВОСТОК ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ЩИТА, РОССИЯ)

Вивдич Э.С.^{1,2}, Балтыбаев Ш.К.^{1,2}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, emily.vivdich@yandex.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле

Введение. Породы архей-протерозойского возраста окраины Карельского кратона сочленяются с палеопротерозойскими породами Свекофеннского подвижного пояса по

региональной Раахе-Ладожской шовной зоне (Ладожская..., 2020), юго-восточный фрагмент которой представлен в Северном Приладожье крупным надвигом – Мейерской тектонической зоной (МТЗ) (Балтыбаев и др., 2000). Для получения представления об истории развития зоны стыка двух крупнейших структур Фенноскандинавского щита, который маркируется МТЗ, важно знание закономерностей преобразования метаморфических минеральных парагенезисов и особенностей проявления минеральных реакций в породах.

Целью работы является характеристика минеральных реакций в метаморфических породах МТЗ с оценкой РТ-параметров минералообразования.

Минеральные реакции. Окаймление зерен граната реакционными *гиперстен-плаггиоклазовыми симплектитами* (рис. 1а, б) является уникальной для пород Северного Приладожья (обнаружена в единственном образце) особенностью взаимоотношений минералов; редко по гиперстену в кайме развивается магнезиальная роговая обманка.

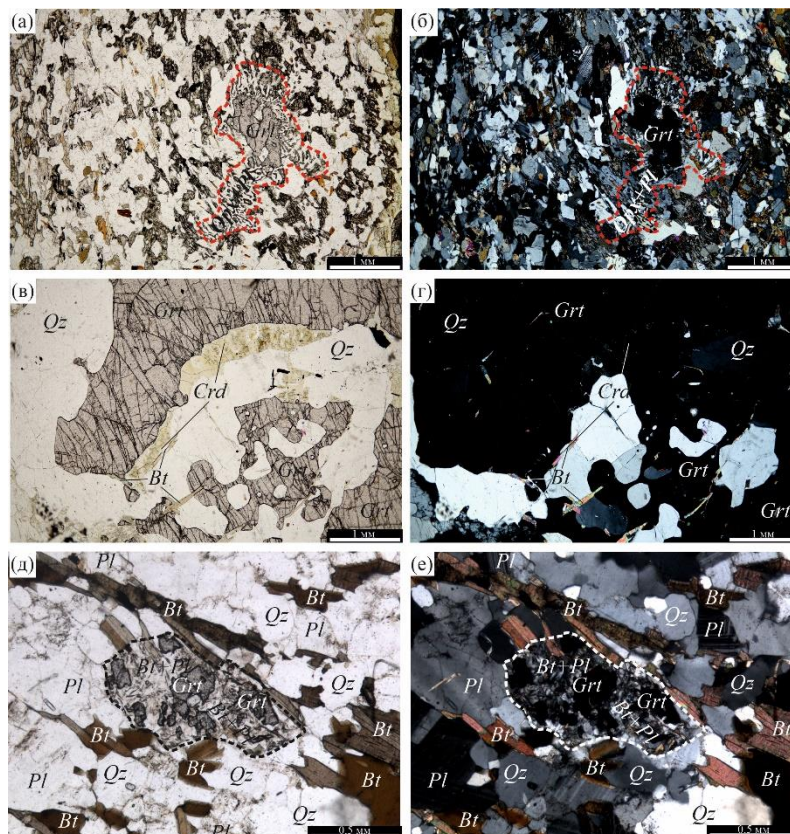
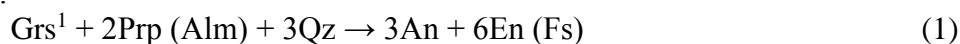


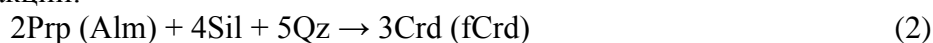
Рис. 1. Микрофотографии метаморфических пород МТЗ, характеризующие протекание минеральных реакций: (а, б) – гиперстен-плаггиоклазовые симплектиты вокруг порфиробласта граната; (в, г) – кордиеритовая кайма вокруг граната; (д, е) – замещение граната плаггиоклаз-биотитовым агрегатом.

В литературе (например, Tong, Wilson, 2006 и др.) формирование подобных структур описывается реакцией:



Согласно уравнению (1), при образовании гиперстена и плаггиоклаза происходит поглощение кварца. Единичные микроскопические включения кварца, присутствующие в кайме и сосредоточенные в зернах плаггиоклаза, вероятно, являются реликтовыми.

Кордиеритовые каймы вокруг граната в высокоглиноземистых метапелитах (рис. 1в, г) образуются согласно реакции:



В образце гнейса, с обнаруженными кордиеритовыми оторочками, силлиманит присутствует в центральных зонах зерен кордиерита из матрикса, но отсутствует в

¹ Символы минералов даны по (Whitney, Evans, 2010)

реакционных каймах. Тонкие иголочки силлиманита составляют гелицитовую структуру одного порфиробласта граната в этом же образце. Предполагается, что силлиманит полностью расходовался в ходе реакции (2).

По литературным данным (Hollister, 1977), при распаде граната с образованием кордиерита по уравнению (2), Mg предпочтительно включается в последний, тогда как оставшийся гранат обогащается альмандиновым компонентом:



Плагиоклаз-биотитовые каймы вокруг граната (рис. 1д, е) свидетельствуют о протекании ретроградной реакции:

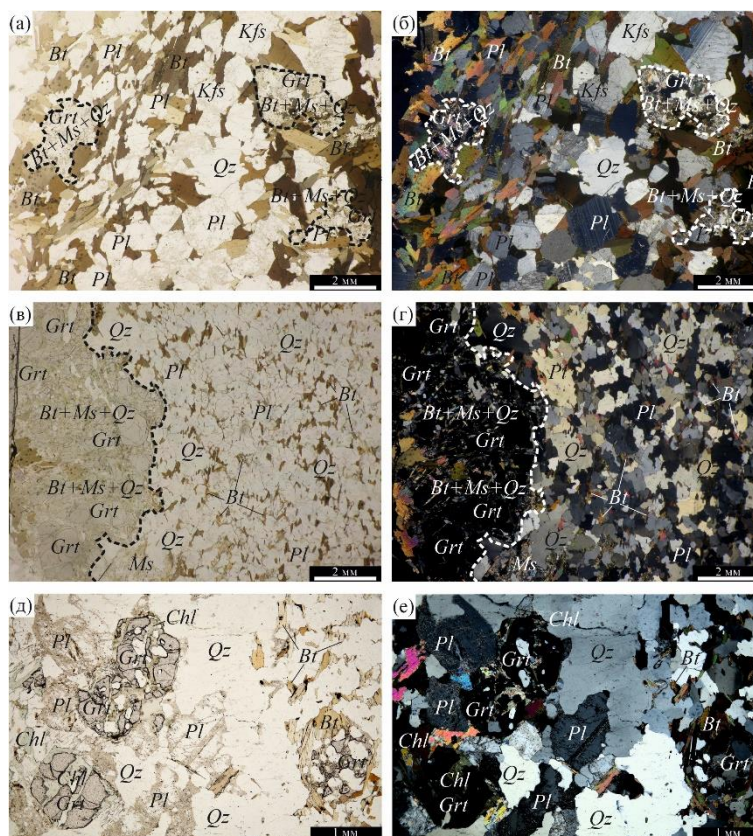
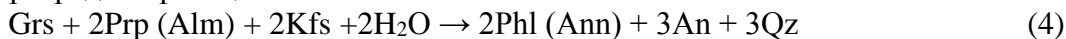
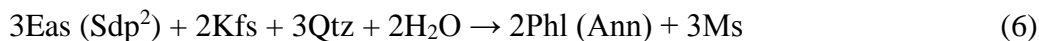


Рис. 2. Микрофотографии шлифов гранат-мусковит-биотитовых гнейсов МТЗ с признаками протекания реакций образования мусковитовых ассоциаций: (а, б) – интенсивное замещение граната кварц-мусковит-биотитовым агрегатом; (в, г) – биотит, мусковит и кварц развиваются по трещинам в крупном порфиробласте граната; (д, е) – замещение граната хлоритом, вероятнее всего, образованным по биотиту.

Замещение полевых шпатов с образованием *мусковитсодержащих ассоциаций* имеет широкое распространение в породах МТЗ. Согласно литературным источникам (например, Escuder Viruete et al., 1997), мусковит появляется в низкотемпературных и низкобарических условиях по уравнению:

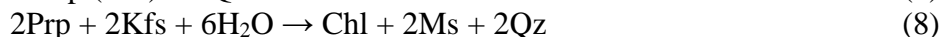
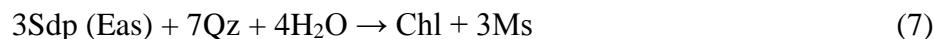


В подавляющем большинстве изученных образцов парагенезис силиката алюминия с калиевым полевым шпатом отсутствует. В шлифах фиксируется поздний мусковит, который совместно с кварцем, поздними биотитом и плагиоклазом замещают ранние минералы (рис. 2а-г). Образование мусковитовой ассоциации протекало, вероятно, согласно следующему уравнению:



Образование *хлорита* по биотиту, реже – гранату происходит, предположительно, по одной из следующих реакций:

² Sdp – сидерофиллит

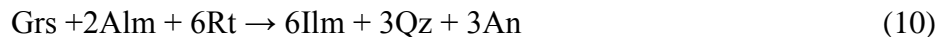


В образцах метаморфических пород МТЗ ассоциации *ильменита с рутилом* хотя малочисленны, но они весьма интересны для исследования.

Гранат, рутил и ильменит могут совместно участвовать в реакции:



Добавление плагиоклаза в ту же ассоциацию свидетельствует о протекании следующей реакции:



Биотит потенциально также может вовлекаться:



РТ-параметры минералообразования. Методами минеральной мультиравновесной термобарометрии были получены РТ-оценки равновесных ассоциаций, входящих в состав реакционных структур метаморфических пород МТЗ.

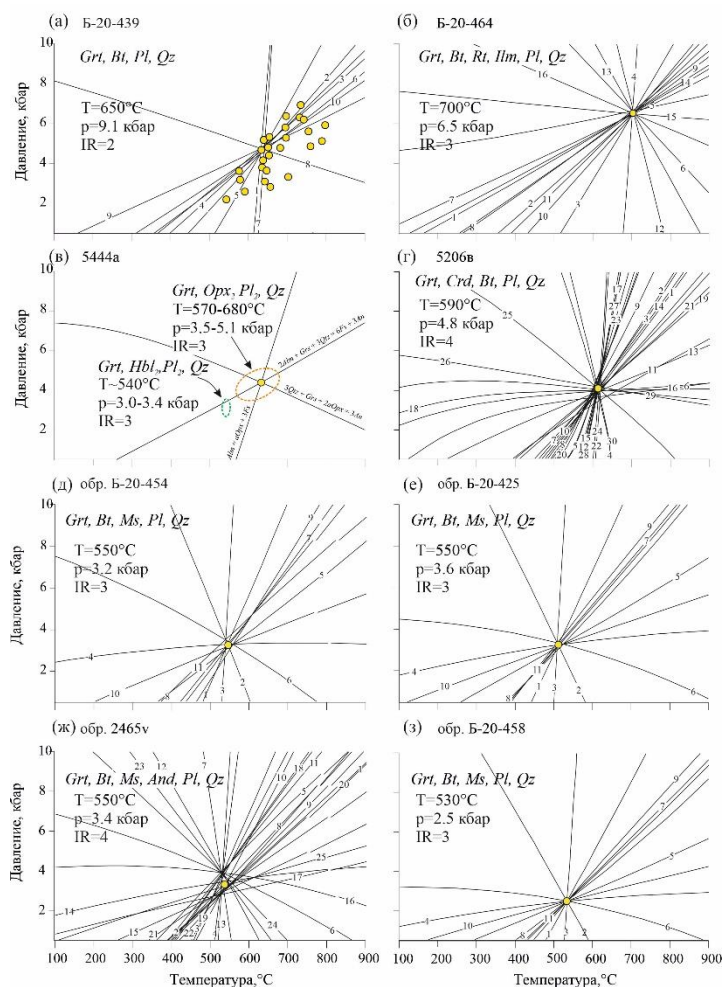


Рис. 3. РТ-диаграммы для минеральных парагенезисов: (а) – гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-439); (б) – гранат + биотит + рутил + ильменит + плагиоклаз + кварц (Б-20-464); (в) – ортопироксен + гранат + плагиоклаз + кварц (обр. 5444а), точки пересечений линий минеральных реакций образуют «облако», обозначенное оранжевым пунктирным эллипсом; для этого же образца показаны области точек для ассоциации амфибол + гранат + плагиоклаз + кварц (зеленый пунктирный эллипс); (г) – кордиерит + гранат + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. 5206в); (д, е, з) – гранат + мусковит + биотит + плагиоклаз + кварц (обр. Б-20-454 (д), Б-20-425 (е), Б-20-458 (з)); (ж) – гранат + биотит + мусковит + андалузит + плагиоклаз + кварц (обр. 2465v).

Использование составов минералов из гранат-биотит-плагиоклазовых гнейсов позволяет получить широкий диапазон РТ-параметров существования ассоциации гранат + биотит + плагиоклаз + кварц: от $\sim 730^\circ\text{C}$ и ~ 7.0 кбар до 640°C и 3.6 кбар (рис. 3а). Сопряженное снижение Р и Т отражает, вероятно, разные эпизоды достижения равновесий между составами минералов при регрессивном метаморфизме.

Равновесие ассоциаций с ильменитом и рутилом наступает в области относительно высоких РТ-параметров. Максимальные температура и давление фиксируются для составов из образца Б-20-464 (рис. 3б): $T = 700^\circ\text{C}$, $P = 6.5\text{--}6.6$ кбар.

Согласно «облаку точек», полученных по пересечениям линий реакций (рис. 3в), образование гиперстен-плагиоклазовых симплектитов в образце 5444а происходило в условиях декомпрессии при $T \sim 570\text{--}680^\circ\text{C}$ и $P \sim 3.5\text{--}5.1$ кбар. Амфибол образуется,

предположительно, в результате реакции с участием флюида и приходит в равновесие с плагиоклазом из симплектитов при $T \sim 540^\circ\text{C}$ и $P \sim 3.0\text{--}3.4$ кбар (рис. 3в).

Формирование кордиеритовой короны по гранату отвечает условиям $T \sim 610^\circ\text{C}$ и $P \sim 4.0$ кбар (рис. 3г).

«Пучки» для составов минералов из мусковитсодержащих ассоциаций удается получить редко. В образце Б-20-454 гранат-мусковит-биотитовая ассоциация равновесна при $T = 550^\circ\text{C}$ и $P = 3.2$ кбар (рис. 3д), в образце Б-20-425 – при $T = 550^\circ\text{C}$, $P \sim 3.6$ кбар (рис. 3е), в образце Б-20-458 – $T = 530^\circ\text{C}$, $P \sim 2.5$ кбар (рис. 3з).

Формирование андалузита происходит при понижении давления и температуры до $T = 550^\circ\text{C}$, $P = 3.4$ кбар в случае образца 2465v (рис. 3ж).

Выводы. Стадийность минералообразования в породах Мейерской тектонической зоны находит отражение в появлении разнообразных минеральных реакционных структур в них. Ранняя стадия метаморфизма характеризуется развитием парагенезиса гранат + биотит + плагиоклаз + кварц \pm рутил \pm ильменит. Формирование ортопироксен-плагиоклазовых симплектитов, кордиеритовых корон вокруг порфиروبластов граната происходит на последующем этапе снижения давления. Для наиболее поздних стадий минералообразования характерно появление парагенезисов с водосодержащими минералами (биотитом, мусковитом), что объясняется возрастанием роли флюидов в тектонически ослабленной зоне.

По составам минералов из реакционных структур получены РТ-оценки, соответствующие регрессивной стадии метаморфического минералообразования: T от ~ 700 до 500°C и P от 7 до 2.5 кбар.

Работа выполнена при поддержке гранта РФФИ № 23-27-00106.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Седова И.С., Шульдинер В.И. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. 200 с.
2. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
3. Escuder Viruete, J., Indares A., Arenas R. P–T path determinations in the Tormes Gneissic Dome, NW Iberian Massif, Spain // *Journal of Metamorphic Geology*. 1997. V. 15. P. 645–663.
4. Hollister L.S. The reaction forming cordierite from garnet, the Khtada Lake metamorphic complex, British Columbia // *Canadian Mineralogist*. 1977. V. 15. P. 217–229.
5. Tong L., Wilson C.J.L. Tectonothermal evolution of the ultrahigh temperature metapelites in the Rauer Group, east Antarctica // *Precambrian Research*. 2006. V. 149. P. 1–20.
6. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for Names of Rock-Forming Minerals // *American Mineralogist*. 2010. V. 95. P. 185–187.

ИНТЕНСИВНОСТЬ ВИБРАЦИОННОГО ПОЛЯ Г. СЫКТЫВКАРА

Вихоть А.Н.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, vikhota.anna@mail.ru

Любой вид транспорта является источником динамических колебаний, так называемой транспортной вибрации. Эти колебания передаются через грунты расположенным вблизи транспортных магистралей инженерным и техническим сооружениям. Таким образом, потребителями колебательной энергии являются конструкции зданий, геологическая среда и санитарно-гигиенические условия пребывания в них людей. Как правило, в настоящее время наряду с общим старением зданий и проектированием новых инженерных сооружений практически не учитываются вопросы их надежности с учетом отрицательных последствий транспортной вибрации. Существуют некоторые обобщенные исследования, нормы и правила с обозначением безопасного уровня вибрации (Жигалин, Локшин, 1987; ГОСТ Р 52892-2007; BS 7385-1: 1990. ISO 4866:1990). Данные, представленные в научных публикациях, в большинстве экспериментальные, полученные при частных испытаниях и являются данными случайного процесса, что не гарантирует идентичных показателей в сходных геологических и гидрогеологических условиях. К тому же стоит учитывать сейсмическую активность региона.

Например, в соответствии с СП 14.13330.2018 территория исследований (г. Сыктывкар) расположена в области интенсивности землетрясений 5 баллов по ОСП-2015-А для массовой застройки.

Для измерения вибрационного поля применялась сейсмическая станция ZET 048-C со встроенным акселерометром BC-1313. Преобразование параметров ускорения в параметры скорости и смещения обеспечивал интегратор. Обработка сигналов осуществлялась с помощью программы ZETLab SEISMO. Сейсмостанция устанавливалась с ориентацией осей x и y по N-S и E-W соответственно, ось z – вертикально.

По району исследований и данным пиковых значений параметров вибрационного поля было установлено, что примерно 70% территории плотной городской застройки г. Сыктывкара находится в условиях сверхнормативного вибрационного поля (Вихоть, 2018). Причем наибольший вклад в группу сверхнормативных значений несут параметры компоненты z . Проявляясь на локальных участках по компоненте x и y , данное техногенное физическое поле создает высокие градиенты характеристик по интенсивности. Представим площадное распределение интенсивности вибрационного поля методом изолиний (рис. 1). Интенсивность оценивалась посредством расчета коэффициента амплитуды виброускорения – пикфактора ($k_{пф}$):

$$k_{пф} = \frac{A_{пик}}{A_{скз}}$$

Диапазоны пикфактора составили 3-37, 1-88, 1-74 для компонент x , y и z соответственно. Ввиду того, что для данного показателя не существуют какие-либо нормативные значения, относительно высокие значения коэффициента выделяли по их локальной концентрации и высокому градиенту. В таком случае для компоненты x коэффициент амплитуды составил ≥ 18 , для $y \geq 12$ и для $z \geq 24$. Выделенные участки по компонентам x и y приурочены к центральной и западной части города, по компоненте z – к западной, центральной и восточной части. Распределение относительно высоких значений пикфактора по горизонтальным компонентам в центральной части территории исследований в высокой степени совпали с участками локальных превышений нормативно определенных пределов виброускорения для геологической среды и зданий. По компоненте z наблюдаемые сверхнормативные значения вибрационного поля по ускорению включают участки высоко градиентного распределения пикфактора.

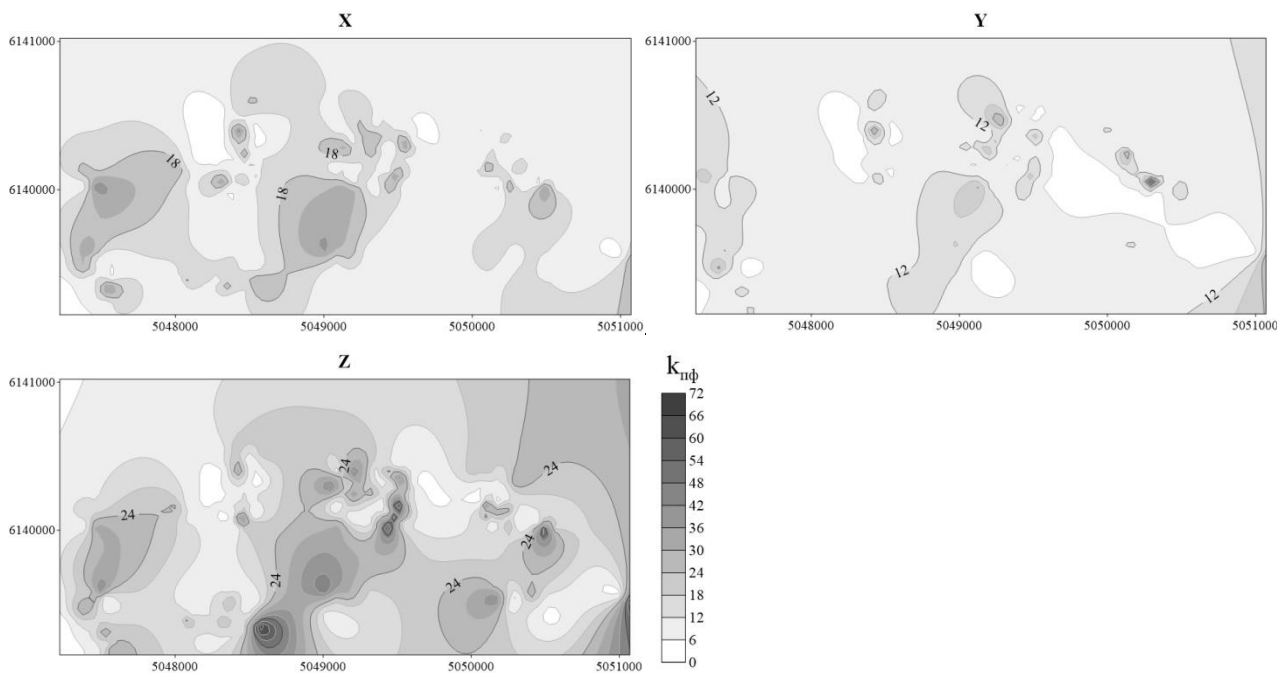


Рис. 1. Схема распределения пикфактора k к ускорению вибрационного поля по компонентам x , y , z

В заключение можно сказать, что в центре г. Сыктывкара имеет место сверхнормативное высокоинтенсивное вибрационное поле, создаваемое автотранспортной вибрацией. Про западную окраину города подобный вывод следует делать осторожнее, поскольку по

компоненте x взаимосвязи отсутствуют. Самой чувствительной компонентой записи сигналов явилась компонента z . По распределению $k_{пф}$ высокие значения зарегистрированы на восточной окраине города, но с неявным градиентом распределения.

Неоднократные измерения вибрационного поля в режиме мониторинга и расчеты позволят установить более точную корреляцию между его параметрами и интенсивностью, а также дать заключения по поставленным практическим задачам мониторинга.

Работа выполнена в рамках темы государственного задания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН «Глубинное строение, геодинамическая эволюция, взаимодействие геосфер, магматизм, метаморфизм и изотопная геохронология Тимано-Североуральского литосферного сегмента».

Список литературы

1. Вихоть А.Н. Применение сейсмометрического метода в выявлении участков опасности осадочно-просадочных процессов в грунтовой толще оснований фундаментов зданий в условиях г.Сыктывкара // Проблемы геологии и освоения недр : труды XXII Международного симпозиума имени академика М.А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 155-летию со дня рождения академика В.А. Обручева, 135-летию со дня рождения академика М.А. Усова, основателей Сибирской горно-геологической школы, и 110-летию первого выпуска горных инженеров в Сибири. В 2-х томах. Том 1. Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2018. С. 756–758.
2. ГОСТ Р 52892-2007. Вибрация и удар. Вибрация зданий. Измерение вибрации и оценка ее воздействия на конструкцию. М.: Изд-во стандартов, 2008. 16 с.
3. Жигалин А.Д., Локшин Г.П. Формирование вибрационного поля в геологической среде // Инженерная геология. 1987. №3. С. 86-92.
4. СП 14.13330.2018. Строительство в сейсмических районах. Актуализированная редакция СНиП II-7-81. М.: Стандартинформ, 2018. 114 с.
5. BS 7385-1: 1990. ISO 4866:1990. Evaluation and measurement for vibration in buildings. BSI, 1990. 40 p.

УСЛОВИЯ ОБРАЗОВАНИЯ ГРАНАТОВЫХ СЛАНЦЕВ АУНАКИТСКОЙ СВИТЫ МАРАКАНСКОГО ЗОЛОТОРУДНОГО УЗЛА (БОДАЙБИНСКИЙ РАЙОН)

Вострецов В.И.¹, Котляров В. А.¹, Паленова Е. Е.¹, Будяк А.Е.²

¹Институт Минералогии УрО РАН, vostretsowadim@gmail.com

²Институт Геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Мараканский рудный узел (МРУ) расположен в северо-западной части Бодайбинского золоторудного района в пределах Байкало-Патомского нагорья и сложен углеродистыми метаосадочными породами патомского комплекса, накопление которых происходило в течение длительного периода в среднем-верхнем протерозое (Иванов, 2017). В пределах МРУ известны как россыпные (Мараканская россыпь), так и коренные источники золота (месторождения Ыканское и Ожерелье). Отложения патомского комплекса в Бодайбинском районе претерпели зональный метаморфизм зеленосланцевой – амфиболитовой фации. В мараканском узле все эти фации метаморфизма сближены, и их смена прослеживается на расстоянии 5–10 км (Петров, Макрыгина, 1975). Участок работ расположен в районе рудопроявления золота Шушукан, залегающего в пределах средней и верхней подсвит аунакитской свиты бодайбинской серии патомского комплекса (PR_3 ау). Породы представлены слюдисто-кварцевыми и гранат-двуслюдянными сланцами, степень метаморфизма соответствует амфиболитовой фации.

Цель настоящей работы заключается в исследовании состава и условий образования гранатов из аунакитской свиты рудопроявления Шушукан. Гранат используют в качестве минерального индикатора РТ-условий метаморфизма, а также для установления направления и даже длительности метаморфических процессов (Вахтер et al., 2017).

Для исследования были отобраны образцы гранатовых сланцев из разведочных канав рудопроявления золота Шушукан в 2018 году. Работы выполнены в Институте геохимии им. А. П. Виноградова СО РАН и Институте минералогии ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН и включали в себя оптическую (микроскопы Полам 312 и Zeiss Axioscope A1) и электронную (РЭММА-

202М, аналитик В. А. Котляров) микроскопию, а также оценку температур метаморфизма с помощью известных минеральных геотермометров.

Исследованные образцы представляют собой гранат-двуслюдяные сланцы лепидобластовой, порфиробластовой структуры, плейчатой, сланцеватой текстуры. В строении сланцев выделяются минеральные ассоциации минимум двух стадий метаморфизма: 1) ранняя представлена крупночешуйчатым мусковитом, смятым в плейчатые складки, гранулированным кварцем и порфиробластами граната и биотита, а также кристаллами эпидота и ильменита; 2) поздняя выражена в образовании хлорита как в виде вторичного минерала, развитого по гранату и биотиту, так и в форме крупных пластинчатых кристаллов, не деформированных плейчатостью и содержащих тени текстурного рисунка породы. Ильменит по периферии и трещинам замещается решетчатыми агрегатами лейкоксена, сульфиды представлены пирротинном, халькопиритом и пиритом.

Гранат образует порфиробласты размером 0.5–10 мм изометричной формы, а также ксеноморфные выделения размером до 0.2 мм, содержит включения кварца, ильменита, апатита, циркона. Изредка расположение включений в гранате образует структуры снежного кома. Также гранат обрастает каймами гранулированного кварца, которые согласны текстурному рисунку породы. Это свидетельствует об образовании граната во время или незадолго до окончания пластической деформации породы. Последующие стадии метаморфизма привели к образованию хлоритовых кайм, а иногда и псевдоморфоз по гранату.

Таблица 1. Химический состав граната в гранат-двуслюдяных сланцах (с – центр зерна г – краевая зона)

№	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MgO	CaO	MnO	Сумма	Формула
Среднеаунакитская подсвета									
1с	36,14	0,19	20,82	34,35	1,87	5,16	0,71	99,24	(Fe _{2.31} Ca _{0.45} Mg _{0.23} Mn _{0.05}) _{3.04} (Al _{1.96} Fe _{0.04}) _{2.00} (Si _{2.95} Al _{0.04} Ti _{0.01}) ₃ O ₁₂
1r	37,29		20,93	33,54	2,15	5,63	0,32	99,86	(Fe _{2.23} Ca _{0.49} Mg _{0.26} Mn _{0.02}) _{3.00} (Al _{1.98} Fe _{0.02}) _{2.00} Si _{3.00} O ₁₂
1r	37,51		20,77	33,51	3,23	4,52	0,29	99,84	(Fe _{2.21} Ca _{0.39} Mg _{0.39} Mn _{0.02}) _{3.00} (Al _{1.96} Fe _{0.04}) _{2.00} Si _{3.00} O ₁₂
2с	36,53	0,14	20,75	29,19	1,21	5,55	5,75	99,12	(Fe _{1.98} Ca _{0.49} Mn _{0.40} Mg _{0.15}) _{3.01} (Al _{1.99} Fe _{0.01}) _{2.00} (Si _{2.98} Al _{0.01} Ti _{0.01}) ₃ O ₁₂
2r	37,1		20,71	32,4	2,04	4,74	2,39	99,39	(Fe _{2.17} Ca _{0.41} Mg _{0.25} Mn _{0.16}) _{3.00} (Al _{1.98} Fe _{0.02}) _{2.00} Si _{3.01} O ₁₂
2r	36,99		20,5	34,05	1,46	4,86	1,45	99,31	(Fe _{2.29} Ca _{0.42} Mg _{0.18} Mn _{0.10}) _{2.99} (Al _{1.97} Fe _{0.03}) _{2.00} Si _{3.01} O ₁₂
2r	37,69		21,3	33,96	3,49	2,89	0,2	99,52	(Fe _{2.27} Mg _{0.42} Ca _{0.25} Mn _{0.01}) _{2.95} Al _{2.01} Si _{3.02} O ₁₂
2r	36,81		20,57	32,3	1,33	5,19	3,16	99,37	(Fe _{2.18} Ca _{0.45} Mg _{0.16} Mn _{0.22}) _{3.01} (Al _{1.98} Fe _{0.02}) _{2.00} Si _{3.00} O ₁₂
Верхнеаунакитская подсвета									
3с	36,39		20,39	32,67	1,32	4,75	3,65	99,17	(Fe _{2.20} Ca _{0.42} Mn _{0.25} Mg _{0.16}) _{3.03} (Al _{1.96} Fe _{0.04}) _{2.00} (Si _{2.98} Al _{0.02}) ₃ O ₁₂
3r	37,4		21,37	32,4	3,25	4,56	0,26	99,23	(Fe _{2.17} Mg _{0.39} Ca _{0.39} Mn _{0.02}) _{2.97} Al _{2.02} Si _{3.00} O ₁₂
3r	36,93		21,01	32,35	2,98	4,84	1,37	99,47	(Fe _{2.15} Ca _{0.42} Mg _{0.39} Mn _{0.02}) _{3.02} (Al _{1.97} Fe _{0.03}) _{2.00} (Si _{2.98} Al _{0.02}) ₃ O ₁₂
3r	37,25		20,82	33,33	2,78	5,04	0,43	99,65	(Fe _{2.22} Ca _{0.43} Mg _{0.33} Mn _{0.03}) _{3.01} (Al _{1.97} Fe _{0.03}) _{2.00} Si _{3.00} O ₁₂
3r	36,78		20,57	34,06	1,76	5,27	1,57	100,01	(Fe _{2.26} Ca _{0.46} Mg _{0.21} Mn _{0.11}) _{3.04} (Al _{1.95} Fe _{0.05}) _{2.00} (Si _{2.98} Al _{0.02}) ₃ O ₁₂
4с	36,67		20,28	34,86	1,43	5,16	0,86	99,26	(Fe _{2.34} Ca _{0.45} Mg _{0.17} Mn _{0.06}) _{3.02} (Al _{1.95} Fe _{0.05}) _{2.00} Si _{3.00} O ₁₂
4r	37,26		20,37	33,37	2,72	5,04	0,35	99,11	(Fe _{2.20} Ca _{0.44} Mg _{0.33} Mn _{0.02}) _{2.99} (Al _{1.94} Fe _{0.06}) _{2.00} Si _{3.02} O ₁₂
4r	37,51		20,78	34	2,65	4,53	0,3	99,76	(Fe _{2.26} Ca _{0.39} Mg _{0.32} Mn _{0.02}) _{2.98} (Al _{1.957} Fe _{0.053}) _{2.00} Si _{3.02} O ₁₂

Представительные анализы состава гранатов приведены в табл. 1. В составе гранатов преобладает альмандиновый минерал (от 67 до 75 мас. %), наблюдается зональность по

содержанию подвижных элементов: MnO уменьшается от центра (0,32–8,52) к периферии (0,26–4,54) MgO увеличивается в том же направлении от 1,09–2,41 в центре и до 1,12–3,49 к периферии, концентрация CaO остается без изменений, закономерностей в распределении FeO не обнаружено. Зональность, преимущественно, симметричная. Такой тип зональности указывает на кристаллизацию гранатов при прогрессивном метаморфизме с постоянным увеличением температуры (Авченко, 1982; Лепезин, Королук, 1985).

Мусковит наблюдаются в виде мелких чешуек размером до 0,1–0,2 мм. В процессе метаморфизма сминается в складки, образуя плейчатую структуру. Расчет температуры образования гранат-двуслюдяных сланцев по мусковит-парагонитовому геотермометру (Eugster, Yoder, 1955) дал разброс температур в диапазоне 484–561 °С (20 измерений).

Хлорит, замещающий гранат и биотит, а также развивающийся в сланцах в виде крупных пластинчатых кристаллов, образовался в постдеформационную стадию и по составу относится к Fe-шамозиту. По хлоритовому геотермометру (Cathelineau, 1988) был установлен температурный диапазон от 336 до 393 °С (37 измерений) для ретроградного этапа изменения пород.

Таким образом, гранат-двуслюдяные сланцы аунакитской свиты в пределах рудопроявления золота Шушукан образовались при температуре 522 °С (средняя), а затем были хлоритизированы на ретроградной стадии при температуре 364 °С (средняя). Зональность гранатов свидетельствует об одностороннем метаморфизме при постоянном увеличении температуры (Авченко, 1982; Лепезин, Королук, 1985). Температура на регрессивном этапе была значительно ниже (450 °С) необходимой для диффузии элементов в порфиробластах граната (Caddick, 2010), но достаточной для развития хлорита. Это может говорить о значительном перерыве между двумя тектоническими событиями (Иванов, 2017).

Список литературы

1. Авченко О.В. Петрогенетическая информативность гранатов метаморфических пород. М.: Наука, 1982. 104 с.
2. Иванов А.И. Золотоносность Байкало-Патома (геология, оруденение, перспективы). М.: Центральный научно-исследовательский геологоразведочный институт цветных и благородных металлов, 2017. 215 с.
3. Лепезин Г.Г., Королук В.Н. Типы зональности в гранатах // Геология и геофизика. 1985. № 6. С. 71–79.
4. Петров Б.В., Макрыгина В.А. Геохимия регионального метаморфизма и ультраметаморфизма. Новосибирск: Наука, 1975. 342 с.
5. Baxter E.F., Caddick M.J., Dragovic B. Garnet: A rock-forming mineral petrochronometer // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2017. V. 83. № 1. P. 469–533.
6. Eugster H.P., Yoder H.S. The join muscovite-paragonite // Carnegie Inst. Washington, Ann. Rep. Dir. Geophys. Lab., 1954–1955. 1955. 125 p.
7. Cathelineau M. Cation site occupancy in chlorites and illites as a function of temperature // Clay minerals. 1988. V. 23. № 4. P. 471–485.
8. Caddick M.J., Konopásek J., Thompson A.B. Preservation of garnet growth zoning and duration of prograde metamorphism // Journal of Petrology. 2010. V. 51. № 11. P. 2327–2347.

СРАВНЕНИЕ СОСТАВА ХРОМШПИНЕЛИ ХРОМИТИТОВ КОНЦЕНТРИЧЕСКИ-ЗОНАЛЬНЫХ УЛЬТРАМАФИТ-МАФИТОВЫХ МАССИВОВ: МАРИНКИНА, НИЖНЕТАГИЛЬСКОГО И ИОВСКОГО ТЕЛА

Вурмс Д.М.¹, Кислов Е.В.^{2,3}

¹ Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, vurms@list.ru

² Бурятский государственный университет, Улан-Удэ

³ Геологический институт СО РАН, Улан-Удэ, evg-kislov@ya.ru

Введение. Считается, что промышленные месторождения хромитовых руд образовались в магматическую фазу формирования гипербазитовых массивов. «Раннемагматические» хромититы образуют шпирь вкрапленных руд в дунитах и пластообразные залежи массивных руд, считающиеся результатом гравитационной дифференциации расслоенных ультрамафит-мафитовых массивов. «Позднемагматические» хромититы - линзы и жилы с резкими контактами, связываются с остаточными рудоносными расплавами, богатыми летучими компонентами. Выделяются также элювиальные и делювиальные россыпи.

На наш взгляд, трудно представить как формирование массивных хромититов за счет кристаллизационно-гравитационной дифференциации, которая, если происходит, может дать не более 5 % хромшпинели, так и хромитовый расплав. Офиолитовые гипербазиты по определению не кристаллизовались из магмы. Зачастую к немагматическим относят и ядра концентрически-зональных массивов. Тем не менее, многие исследователи некритически интерпретируют вещественные характеристики хромититов, исходя из магматических парадигм.

В связи с этим было решение изучить и сравнить хромититы концентрически-зональных массивов: Иоловского тела, Маринкина и Нижнетагильского массива

Маринкин массив находится в бассейне руч. Маринкин в правом борту р. Тулдунь (левый приток р. Витим) выше устья р. Ирокинда. Вдоль длинной оси северо-западного направления ($320-330^\circ$) плутон прослеживается на 5,5 км; максимальная ширина в северо-западной части 4 км, в средней – 2 км; площадь – 11 км². По данным Sm-Nd метода возраст интрузива составляет 825 ± 12 млн. лет (Изох и др., 1998). Массив отнесен к островодужной ассоциации (Цыганков, 2005). Массив концентрически-зональный. Дуниты и плагиодуниты слагают ядро в форме эллипса площадью 2 км². По ним местами развиваются серпентиниты и серпентин-актинолитовые породы. Габбро и троктолиты практически повсеместно замещены цоизитовыми, цоизит- и сосюрит-актинолитовыми породами. Ультраосновные и основные породы связаны взаимными переходами и считаются внутрикамерными дифференциатами.

Изучены дуниты с повышенной вкрапленностью хромшпинели. Это массивные неоднороднозернистые породы с бластопорфировой или гранулярной структурой. Хромититы обнаружены на вершине гольца, что необычно для такого оруденения, для которого более характерно нахождение в придонных частях интрузивов. Широко развиты первичные флюидсодержащие минералы. Идиоморфные включения хлорита в хромшпинели показывают, что зерна последней формировались путем собирательной перекристаллизации. Необычны реликтовый серпентин и незначительная серпентинизация, немагматический состав включений в хромшпинели, оливине и сульфидах, интерстициального парагенезиса, неоднородный состав оливина и хромшпинели, клавишное погасание и ламелли в оливине, идиоморфность хлорита, развитие изометричного магнетита, не содержащего Ti. Особенности Маринкина массива свидетельствуют о многократной перекристаллизации при изменении геологических и термодинамических условий и значительном термальном и флюидном воздействии поздних гранитов. В результате ультраосновные породы были регенерированы, а основные – изменены. Хромитовое оруденение сформировалось в процессе регенерации дунитов (Кислов и др., 2019; Kislov et al., 2020).

Иовское дунитовое тело расположено на севере Свердловской области, в 50 км на запад от г. Карпинск, и входит в состав Тылай-Конжаковского (далее Конжаковского) массива. Впервые геологическое строение Иовского дунитового тела описано Л. Дюпарком в ходе геологических изысканий на Урале (Duparc et al, 1902). Детальная петрографическая характеристика Конжаковского массива в целом и Иовского тела в частности дана в работах А.А и Л.П. Ефимовых (Ефимов, 1984; Ефимов и др. 1967), а также О.К. Иванова (Иванов, 1997). В 1978 г. В.С. Шаршовым и С.М. Гордеевым выполнены буровые и геологосъемочные работы в масштабе 1:2000. Позже О.К. Ивановым и В.А. Пономаревым проводились геологосъемочные работы в масштабе 1:5000.

Хромшпинелиды хромититов Иовского тела характеризуются изометричным обликом. Средний размер зерен 1–1,5 мм, максимальный до 3–4 мм. Часто, особенно в прожилково-вкрапленных хромититах, индивиды хромшпинелида характеризуются идиоморфным ограничением с октаэдрическим габитусом. Хромититы Иовского тела характеризуются повышенным содержанием Cr₂O₃. Несмотря на это, их состав укладывается в тренд, характерный для хромититов дунит-клинопироксенит-габбровой формации (Лазаренко и др. 1992).

Нижнетагильский массив Расположен на Среднем Урале в 50 км к юго-западу от Нижнего Тагила и занимает площадь около 45–50 км². С запада, севера и юга массив окружен ордовикскими и силурийскими вулканогенными породами основного состава, переходящими местами в зеленые сланцы и амфиболиты (Ефимов, 1984).

Центральное ядро массива сложено дунитами, площадь выходов которых по разным оценкам составляет от 27 до 29 км², что делает его самым крупным из десяти известных дунитовых тел Платиноносного пояса Урала.

Хромититы представлены системой выклинивающихся струйчатых жильных тел длиной от первых сантиметров до нескольких метров и мощностью до первых десятков сантиметров. На Нижнетагильском массиве в первом приближении они образуют полукольцевую структуру в центральной части в дунитах вокруг горы Соловьевой.

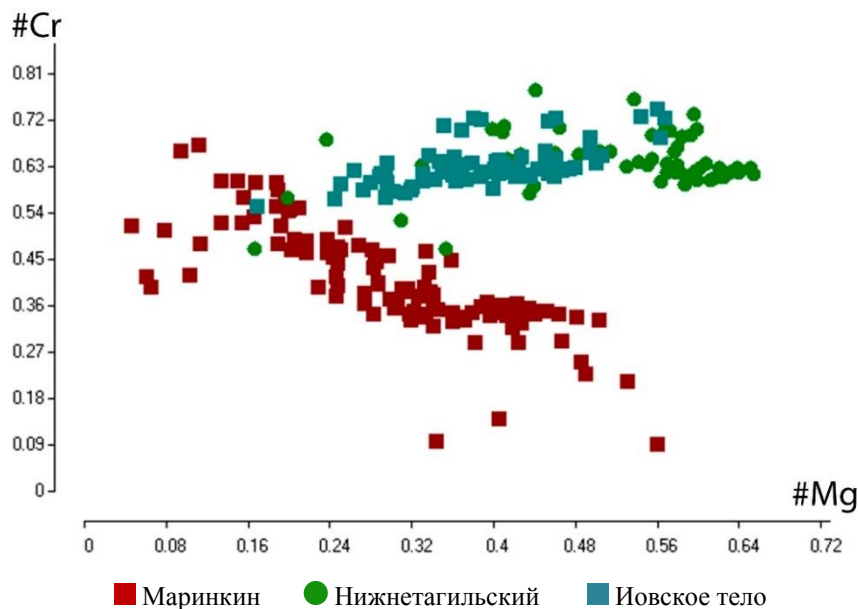


Рис. 1. Отношение #Cr к #Mg хромшпинелей (расчёт из формульных коэффициентов) Маринкина, Нижнетагильского массивов и Иовского тела.

При сравнении основная часть хромшпинели хромититов Маринкина массива характеризуется магнезиальностью $MgO/FeO+MgO$ от 0,1 до 0,5, Нижнетагильского – 0,4-0,7, ниже только у явно позднего хроммагнетита, Иовского тела – 0,2-0,5. Хромистость $Cr_2O_3/Cr_2O_3+Fe_2O_3+Al_2O_3$ хромшпинели хромититов Маринкина массива отвечает диапазону 0,1-0,7, Нижнетагильского – 0,45-0,7, Иовского тела – 0,55-0,7 (рис. 1.).

Составы хромшпинелей хромититов трех комплексов были нанесены на дискриминационную диаграмму $Cr_2O_3 - Fe_2O_3 - Al_2O_3$ (рис. 2).

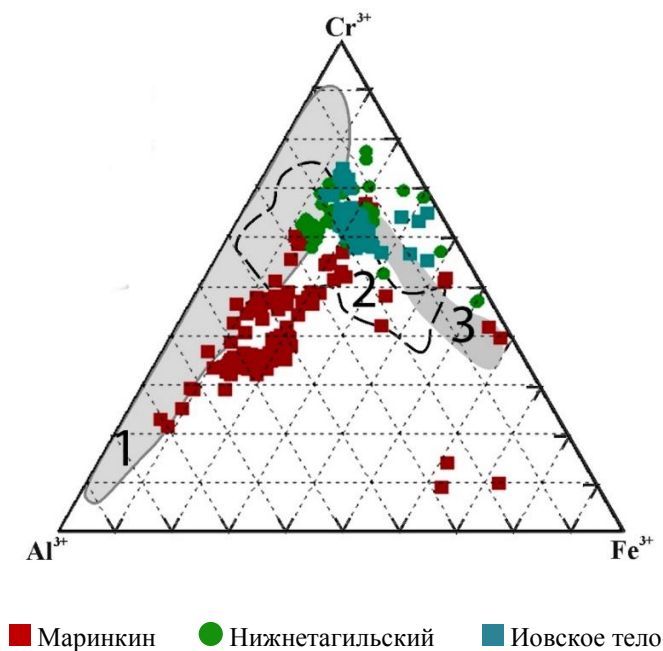


Рис. 2. Тройная диаграмма Cr-Al-Fe для трехвалентных катионов хромшпинелидов Маринкина, Нижнетагильского массивов и Иовского тела. Поля по (Barnes et al, 2001): 1 – офиолитов, 2 – расслоенных интрузивов, 3 – концентрически-зональных массивов Аляски.

Основная часть анализов хромшпинели хромититов Маринкина массива не попала в поле концентрически-зональных массивов Аляски. Последние, как и концентрически-зональные комплексы Урала, платиноносные дунит-пироксенит-габбровые. Концентрически-зональные ультрамафит-мафитовые массивы юго-восточного складчатого обрамления Сибирской платформы дунит-троктолит-габбровые, платиноносность не установлена. В целом для концентрически-зональных комплексов, включая щелочно-ультраосновные. Анализы нижнетагильского и Иовского тела попали в близость зоны концентрически-зональных массивов Аляски.

В соответствии с современной классификацией (Bosi et al, 2019) хромшпинель Маринкина массива должна быть отнесена к хромит-герциниту $(\text{Fe}_{0,4-0,95}\text{Mg}_{0,05-0,6})(\text{Al}_{0,3-1,3}\text{Cr}_{0,3-1,3}\text{Fe}_{0,2-1,3})\text{O}_4$, Нижнетагильского – хромит-магнезиохромиту $(\text{Fe}_{0,3-0,6}\text{Mg}_{0,2-0,6})(\text{Cr}_{0,9-1,3}\text{Al}_{0,2-0,6}\text{Fe}_{0,2-0,6})\text{O}_4$, Иовского тела также к хромит-магнезиохромиту $(\text{Fe}_{0,2-0,8}\text{Mg}_{0,2-0,7})(\text{Cr}_{1-1,4}\text{Al}_{0,1-0,4}\text{Fe}_{0,2-0,5})\text{O}_4$

В результате проведенных исследований при сравнении хромититов концентрически-зональных массивов схожих между собой вещественно, геохронологически имеются различия и разнообразие хромшпинели.

Маринкин массив – хромит-герцинит $(\text{Fe}_{0,4-0,95}\text{Mg}_{0,05-0,6})(\text{Al}_{0,3-1,3}\text{Cr}_{0,3-1,3}\text{Fe}_{0,2-1,3})\text{O}_4$, не попал в поле концентрически-зональных массивов Аляски. Нижнетагильский – хромит-магнезиохромит $(\text{Fe}_{0,3-0,6}\text{Mg}_{0,2-0,6})(\text{Cr}_{0,9-1,3}\text{Al}_{0,2-0,6}\text{Fe}_{0,2-0,6})\text{O}_4$, близ зоны концентрически-зональных массивов Аляски. Иовское тело – хромит-магнезиохромит $(\text{Fe}_{0,2-0,8}\text{Mg}_{0,2-0,7})(\text{Cr}_{1-1,4}\text{Al}_{0,1-0,4}\text{Fe}_{0,2-0,5})\text{O}_4$, близ зоны концентрически-зональных массивов Аляски.

Список литературы

1. Ефимов А.А. Габбро-гипербазитовые комплексы Урала и проблема офиолитов. М.: Наука, 1984. 232 с.
2. Ефимов А.А., Ефимова Л.П. Кытлымский платиноносный массив // Мат-лы по геологии и полезным ископаемым Урала. Вып. 13. Л., 1967. 336 с.
3. Иванов О.К. Концентрически-зональные пироксенит-дунитовые массивы Урала: Минералогия, петрология, генезис. Екатеринбург: Изд-во Урал. ун-та, 1997. 488 с.
4. Изох А.Э., Гишпер А.С., Журавлев Д.З., Балыкин П.А. Sm-Nd данные о возрасте ультрабазит-базитовых массивов восточной ветви Байкало-Муйского офиолитового пояса // Доклады академии наук. 1998. Т. 360. № 1. С. 88–92.
5. Кислов Е.В., Каменецкий В.С., Малышев А.В., Вантеев В.В. Маринкин ультрамафит-мафитовый массив (Средне-Витимская горная страна): специфика образования оруденения // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века в изучении субмаринных месторождений. Миасс/Екатеринбург: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 2019. С. 79-83.
6. Лазаренков В.Г., Малич К.Н., Сахьянов Л.О. Платинометалльная минерализация зональных ультраосновных и коматитовых массивов. Л.: Недра, 1992. 217 с.
7. Цыганков А.А. Магматическая эволюция Байкало-Муйского вулканоплутонического пояса в позднем докембрии. Новосибирск: СО РАН, 2005. 306 с.
8. Barnes S.J., Roeder P.L. The Range of Spinel Compositions in Terrestrial Mafic and Ultramafic Rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42, N 12. P. 2279–2302.
9. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // Eur. J. Mineral. 2019. V. 31. P. 183-192.
10. Duparc L., Pearce F. Recherches geologiques et petrographiques sur l'Oural du Nord dans la Rastesskaya et Kiselowskaya datcha (gouvernement da Perm) // Mem. Sci. phys. d'hist. natur. de Geneve. 1902. Vol. 34, Pt. 2. P. 248–572.
11. Kislov E.V., Kamenetsky V.S., Malyshev A.V., Vanteev V.V. Concentrically-Zoned Mafic-Ultramafic Marinkin Massif, Middle Vitim Highland, Baikal Region, Russia: Inclusions in Chrome Spinel—Key to Mineral Formation Processes // Minerals: Structure, Properties, Methods of Investigation Proceedings of the 10th All-Russian Youth Scientific Conference (S. Votyakov, D. Kiseleva, V. Grokhovsky, Yu. Shchapova, Eds.). Springer Proceedings in Earth and Environmental Sciences. 2020. P. 111-118.

БЕРИЛЛСОДЕРЖАЩИЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ ПЕГМАТИТЫ ШОНГУЙСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ: ГЕОЛОГИЧЕСКОЕ ПОЛОЖЕНИЕ И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ХАРАКТЕРИСТИКИ

Галева Е.В., Зыкова Т.С.

Геологический институт КНЦ РАН, г.Апатиты, uthg@mail.ru

Введение. Редкометальные пегматиты распространены на всех докембрийских щитах, основная масса которых сложена архейскими и протерозойскими породами (Černý, 1991; London, 2018; Tkachev, 2011; McCauley, Bradley, 2014; Редкометальные пегматиты..., 1997). Такие пегматиты являются главным источником Li, Cs, Nb, Ta и других редких металлов.

В кольском регионе литий-цезий-танталовые пегматиты в основном расположены в архейском зеленокаменном поясе Колмозеро-Волонья, в юго-восточной части которого размещено Колмозерское месторождение сподуменовых пегматитов и в северо-западной части пояса сосредоточены месторождения Охмыльк, Васин-Мыльк и Полмос (Гинзбург, 1950; Соседко, 1961; Волошин, Пахомовский, 1988; Kudryashov et al., 2020).

Формирование редкометальных пегматитов относится ко всем глобальным эпохам в истории Земли. На рубеже 2,6-2,7 млрд лет, ~ 1,8 млрд лет и в фанерозое 1 млрд лет назад происходил пик пегматитообразования. Более молодые этапы кристаллизации пегматитов отмечены в палеозое на рубеже 300 млн лет назад (McCauley, Bradley, 2014). По имеющимся данным известно, что редкометальные пегматиты архейского пояса Колмозеро-Волонья образовывались в архее-протерозое (Морозова и др, 2017; Кудряшов и др., 2015; Кудряшов и др.).

Геологическое положение. Шонгуйское месторождение расположено на продолжении северо-западной части архейского зеленокаменного пояса Колмозеро-Волонья и представлено многочисленными выходами безрудных и рудных бериллсодержащих пегматитовых жил среди сланцеватых плагиоклазовых амфиболитов, меланократовых амфибол-биотитовых, биотитовых и двуслюдянных гнейсов архейского возраста. Более 300 жил редкометальных пегматитов расположены кустами и реже поодиночке, из которых только пять можно отнести к потенциальным источникам бериллия (рис. 1) (Антонюк, 1962, 1968, 1976; Пономарева и др., 2015).

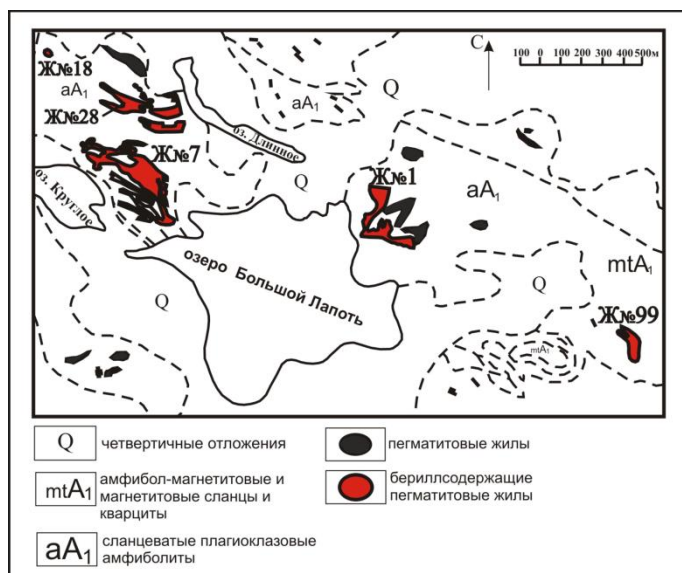


Рис. 1. Схема геологического строения Шонгуйского месторождения бериллсодержащих пегматитов, по (Антонюк, 1968) с правками авторов. Красным отмечены жилы, содержащие берилл.

По минеральному составу пегматитовые жилы относятся к плагиоклаз-микроклиновым, преимущественно, микроклиновым и кварцевыми с мусковитом, турмалином, гранатом и минералом группы апатита. Пегматиты часто имеют зональное строение. Центральная часть сложена блоковым микроклином, затем постепенно сменяется грубозернистыми микроклин-кварцевыми жилами, краевая часть сложена недифференцированными

равномернозернистыми пегматитовыми жилами. Вблизи пегматитовых жил обнажаются небольшие тела гранитов турмалин-мусковитового состава.

По составу выделяется несколько видов пегматитовых жил: 1) жилы гранит-пегматитового состава; 2) наполовину гранит-пегматитовые и полевошпатовые крупнозернистые с редким включением кварца жилы; 3) жилы преимущественно полевошпатового состава (80-90%) с обособлениями блокового кварца; 4) гранит-пегматитовые жилы с полевошпатовыми агрегатами пегматоидной структуры и блоковыми агрегатами калиевого-полевого шпата с обособлениями кварца и 5) жилы кварц-полевошпатового состава с блоковой структурой (60-70%) (Антонюк, 1968).

К бериллсодержащим жилам относятся только пять жил. Крупные и хорошо обнаженные жилы № 1, № 7 и № 99 (рис. 1).

Пегматитовая жила № 1 имеет длину 67-70 м, ширину 23 м и мощность 1-2 м. Представляет собой вытянутую в субмеридиальном направлении жилу, залегающую среди биотитовых гнейсов. Жила № 7 имеет субширотное простирание и ее длина составляет 45-47 м, ширина 6 м, мощность ~ 7 м. Жила прорывает плагиоамфиболит. Жила № 99 направлена на северо-восток, имеет длину 71 м и ширину 18, вмещающие породы представлены гранит-биотитовыми и биотитовыми гнейсами. Бериллсодержащие пегматитовые жилы главным образом сложены кварцем, микроклином и альбитом. Второстепенные минералы: мусковит, турмалин (шерл), берилл, гранат (спессартин), минералы группы апатиты и группы колумбит-танталита, сподумен и циркон.

В жиле № 7 хорошо проявлена пегматитовая зональность, где можно выделить четыре зоны. Центральная зона (ядерная) представлена блоковым микроклином, которая сменяется на узкую зону среднезернистого пегматита кварц-альбитового состава с турмалином и бериллом, третья зона образована выражена мелкозернистым полосчатым аплитом с гранатом и краевая зона сложена кварц-альбитовым среднезернистым пегматитом с включениями мусковита, турмалина, минерала группы апатита и бериллом.

Геохимическая характеристика. Содержания редких земель определялись в штучных образцах только из средне и мелкозернистых зон пегматитов, содержащих наибольшее количество аксессуарных минералов. Образцы из жилы № 7 наиболее обогащены бериллом по сравнению с жил № 1 и № 99. На мультиэлементной диаграмме отмечается постепенное увеличение общего содержания редких элементов в рудных пегматитах от жилы № 7 к жилам № 1 и № 99 с отрицательной европиевой аномалией, которая вероятно связана с фракционированием калиевого-полевого шпата. У пород с жилы № 7 присутствует незначительная V-образная европиевая аномалия до ее полного исчезновения. Наблюдается повышенное содержание Li (700-11 ppm), Nb (310-0,35 ppm), Be (450-2,6 ppm), Cs (6-0,43 ppm), Ta (86-0,4 ppm) для всех образцов из трех изученных пегматитовых жил, при этом для пегматитов с бериллом эти содержания элементов намного выше Li 700 ppm, Nb 100 ppm, Be 450 ppm, Ta 86 ppm. (рис. 2).

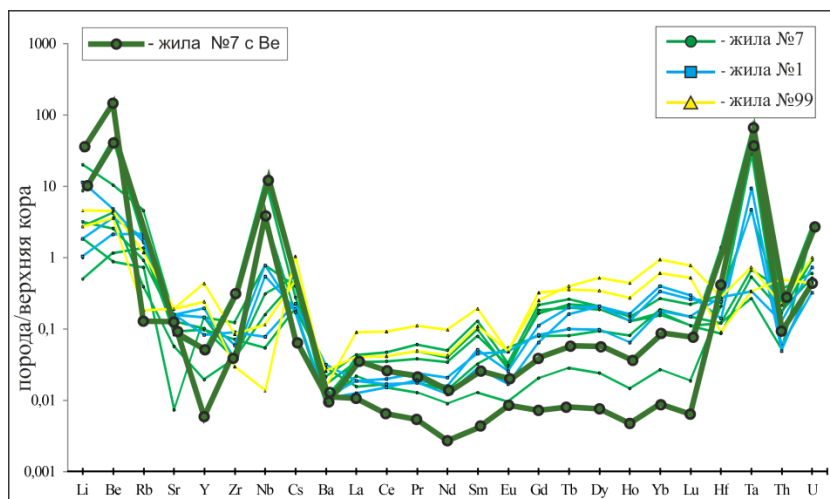


Рис. 2. Распределение P3Э в пегматитах, нормализованное по верхней коре (K.Hans, Wedepohl, 1995). Зеленым жирным цветом отмечены образцы с большим содержанием берилла.

Для **изотопно-геохронологических исследований**, которые планируется провести, был изучен циркон. Зерна циркона были выделены из образцов, отобранных из двух пегматитовых зон жилы № 7, с узкой зоны мелкозернистого аплитового пегматита с минералом группы граната (спессартин) (ШМ-8) и краевой части крупнозернистого пегматита кварц-альбитового состава с минералами группы апатита, турмалина (шерл), мусковитом и бериллом (ШМ-9). Циркон, выделенный из пегматитов, представлен дипирамидально-призматическими и дипирамидальными, идиоморфными прозрачными коричневыми зернами, а также ксеноморфными кристаллами серо-коричневого цвета размером 0,2-0,5 мм. Внутрифазовая неоднородность выражена чередованием светлых и темных участков. Перекристаллизованные внешние каймы четко выделены белыми зонами разной мощности, с развивающимися трещинами в них. В кристаллах циркона присутствуют включения альбита, минералов группы апатита и группы колумбит-танталита микронного размера, фазы обогащенные Hf и включения оксида урана (возможно уранинит). Исходя из морфологических особенностей и внутреннего строения можно предположить, что в цирконе показаны два процесса: 1) процесс кристаллизации самого циркона и 2) процесс его изменения с образованием внешних перекристаллизованных кайм (рис. 3).

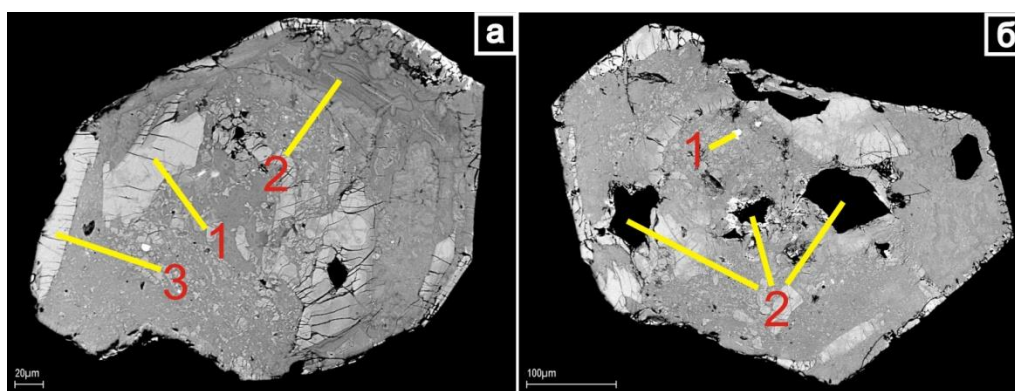


Рис. 3. Фотография зерен циркона в отраженных электронах: а – внутрифазовая неоднородность: 1 – 1 уровень (светлая зона), 2 – 2 уровень (темная зона), 3 – 3 уровень (перекристаллизованные каймы); б – фазовые включения: 1 - оксида урана, 2- альбит

Заключение. Геохимическое изучение рудных гранитных пегматитов Шонгуйского месторождения показало высокое обогащение Li (700-11 ppm), Nb (310-0,35 ppm), Be (450-2,6 ppm), Cs (6-0,43 ppm), Ta (86-0,4 ppm) и для образцов с бериллом содержания этих элементов наиболее значительны Li 700 ppm, Nb 100 ppm, Be 450 ppm, Ta 86 ppm.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 22-27-00589

Список литературы

1. Антонюк Е. С. Структурно-минеральные комплексы гранитных пегматитовых жил // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, Апатиты. Вып. 3. 1962. С. 134–142.
2. Антонюк Е. С. Некоторые особенности пространственного распределения типов пегматитовых жил в одном из пегматитовых полей С-3 части Кольского полуострова // Материалы по минералогии Кольского полуострова. Изд-во Кольск. фил. АН СССР, Апатиты. Вып. 6, 1968. С. 153–161.
3. Антонюк Е. С. Геология и геохимия гранитных пегматитов района озера Большой Лапоть. Л.: Недра. 1976. 237 с.
4. Волошин А.В., Пахомовский Я.А. Минералогия тантала и ниобия в редкометалльных пегматитах. Л.: Наука, 1988. 240 с.
5. Гинзбург И.В. Предварительный отчет: «Месторождения лепидолито-сподуменовых пегматитов г. Охмыльк-тундра» район Воронинского погоста / АН СССР. Кольский филиал им. С.М. Кирова ГИ, 1950. 58 с.
6. Кудряшов Н.М., Лялина Л.М., Апанасевич Е.А. Возраст редкометалльных пегматитов месторождения Васин-Мыльк (Кольский регион): результаты геохронологического U-Pb исследования микролита. Докл. АН. 2015. 461(4). С. 437-441.
7. Морозова Л.Н., Баянова Т.Б., Базай А.В., Лялина Л.М., Серов П.А., Борисенко Е.С., Кунаккузин Е.Л. Редкометалльные пегматиты Колмозерского литиевого месторождения Арктического региона Балтийского щита: новые геохронологические данные. Вестн. КНЦ РАН. 2017. 1. С. 43-52.

8. Редкометалльные пегматиты. Гранитные пегматиты. // Под ред. Б.М. Шмакина. Новосибирск: Наука. 1997. Т. 2. 286 с.
9. Соседко А.Ф. Материалы по геологии и геохимии гранитных пегматитов. М.: Госгеолтехиздат, 1961. 152 с.
10. Černý P. Rare-element granite pegmatites. Part I: anatomy and internal evolution of pegmatite deposits. *Geosci. Can.* 1991. 18. P. 49-67.
11. Kudryashov N. M., Udoratina O. V., Coble M., Steshenko E. N. Geochronological and geochemical study of zircon from tourmaline-muscovite granites of the Archaean Kolmozero–Voronya Greenstone Belt: Insights into sources of the rare-metal pegmatites. *Minerals*. 2020; 10(9):760. doi: 10.3390/min1009076
12. London D. Ore-forming processes within granitic pegmatites. *Ore Geol. Rev.* 2018. 101. P. 349-383.
13. McCauley A., Bradley D.C. The global age distribution of granitic pegmatites. *Can. Mineral.* 2014. 52. P. 183-190.
14. Tkachev A.V. Evolution of metallogeny of granitic pegmatites associated with orogens throughout geological time. Geological Society, London, Special Publications. 2011. V. 350. P. 7-23. <https://doi.org/10.1144/SP350.2>

БАЗАЛЬТЫ САЛМИНСКОГО ПРОЯВЛЕНИЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Галимов Т.Л., Шанина В.В.

Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, violettav@inbox.ru

Введение. Физические и физико-механические свойства базальтов изменяются в широких диапазонах. Большое влияние на них оказывает строение и состав. Определяющую роль в различии состава, строения и свойств играет их генезис и последующие изменения под воздействием температуры, давления и разных по составу растворов. Исследуемые образцы были отобраны на Салминском проявлении агатоносных базальтов Питкярантского района Республики Карелия. Обнажения базальтов прослеживаются по правому и левому берегам реки Тулемайоки на расстоянии 150-250 м при ширине выходов 15-60 м, образуя порог «Колхозный» в русле с перепадом 5-7 метров (<https://webmineral.ru/deposits/item.php?id=2924>). Базальты Салминского проявления являются агатоносными. Покровы базальтов относятся к салминской свите нижнего рифея. Полный ритм сложен слоем пузырчатого базальта (с небольшими хлоритовыми миндалинами), в котором встречаются агаты, базальта-порфира (основная часть ритма), везикулярного базальта (с хлоритовыми и карбонатными миндалинами) (Shurilov, 2008). Базальты Салминского проявления изменены низкотемпературным метаморфизмом. Распространенными в миндалинах минералами являются анкерит, кварц, хлорит, каолинит.

Цель и задачи исследования: характеристика состава, строения и свойств базальтов Салминского проявления с установлением влияния минерального состава на особенности физических и физико-механических свойств базальтов.

Результаты. Образец 1-2 с порфировой структурой, имеются миндалины и трещины, заполненные кальцитом, также наблюдается рутил, кварц, хлорит. Основная масса представлена вулканическим стеклом, плагиоклазом, который частично замещен альбитом. Образец 1-3 с порфировой структурой, имеются поры и трещины, заполненные агрегатами кварца (рис. 1 и 2), хлоритом (рис. 3), гематитом (рис. 4 и 5), кальцитом, также наблюдается селадонит. Текстура пористая, размер пор до 2 мм. Основная масса представлена плагиоклазом и вулканическим стеклом, присутствуют тонкий рутил (рис. 6) и ильменит. В большом количестве развивается альбит. Часть основного плагиоклаза замещена кальцитом, часть альбитом. Исследования на электронном сканирующем микроскопе JSM IT-500 (“Jeol” Japan) позволили опередить: содержание в миндалинах таких минералов как: кальцит, хлорит, гематит, рутил, селадонит (рис. 7 и 8), халцедон. Основная масса частично ожелезнена, представлена плагиоклазом и вулканическим стеклом, наблюдается большое количество калиевого полевого шпата. Основной плагиоклаз частично замещен альбитом. Образец 1-4 с порфировой структурой, имеются поры и трещины, заполненные агрегатами кварца, гематитом, кальцитом. В виде вкрапленников присутствуют рудные минералы, их содержание 1%. Основная масса железистая представлена плагиоклазом и вулканическим стеклом. Часть плагиоклаза замещена альбитом, часть кальцитом. Присутствие вышеперечисленных вторичных минералов указывает на то, что базальты Салминского проявления претерпели изменения при низких степенях метаморфизма ($T < 300^{\circ}\text{C}$).

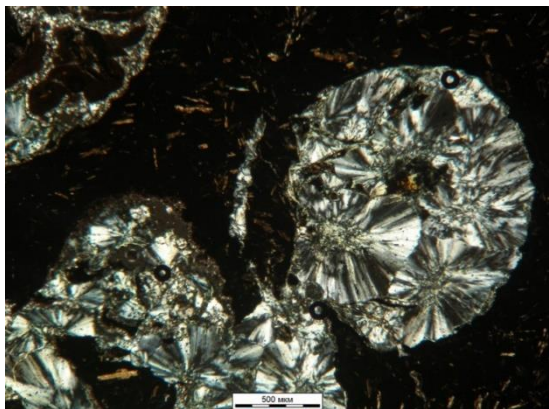


Рис. 1. Агрегаты кварца в шлифе образца базальта 1-3 в скрещенных николях

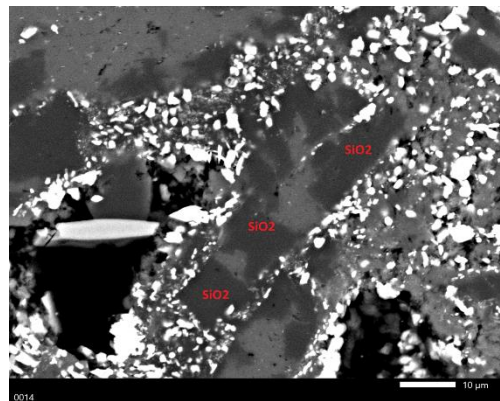


Рис. 2. Халцедон в прозрачно-полированном шлифе образца 1-3 (фото Кортаевой Н.Н.)

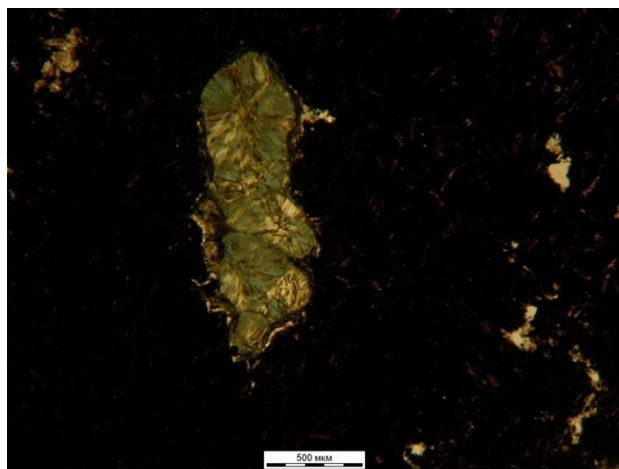


Рис. 3. Фото хлорита в шлифе образца базальта 1-3 в скрещенных николях

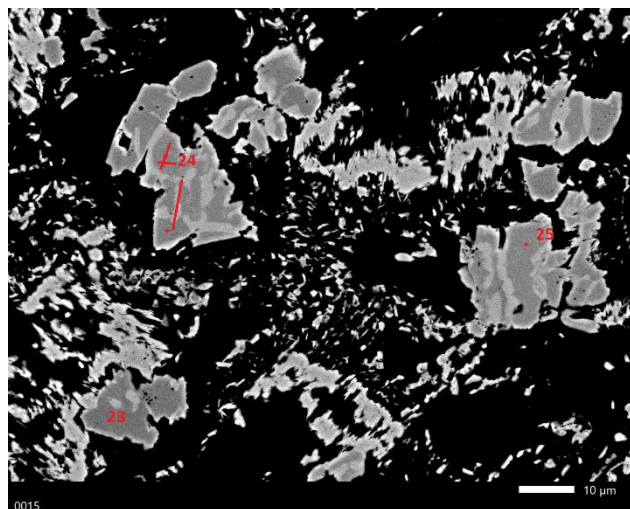


Рис. 4. Гематит (точки 23 - 25) в прозрачно-полированном шлифе образца базальта 1-3 (фото Кортаевой Н.Н.)

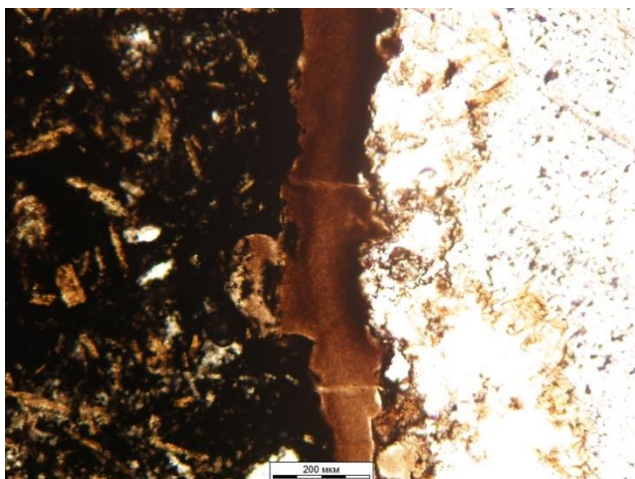


Рис. 5. Фото гематита в шлифе образца базальта 1-3 при одном николе, увеличение 10х



Рис. 6. Рутил в прозрачно-полированном шлифе образца базальта 1-3 (фото Кортаевой Н.Н.)

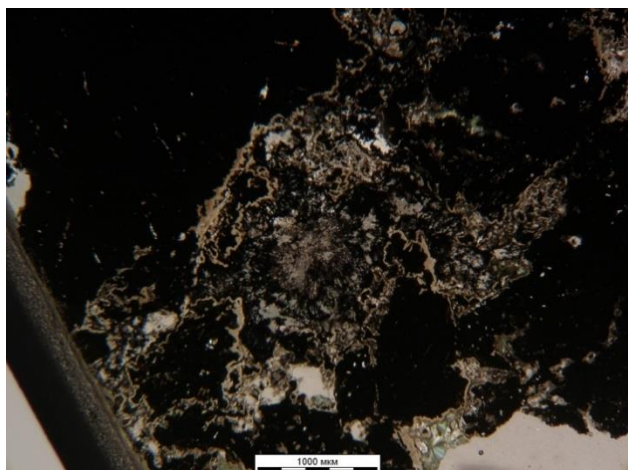


Рис. 7. Фотография селадонита в шлифе образца базальта 1-3

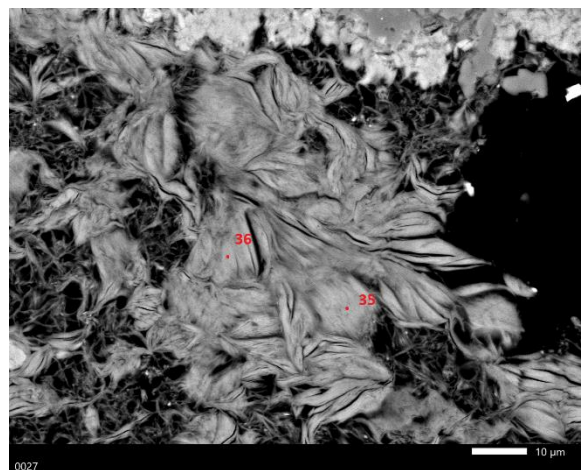


Рис. 8. Селадонит в прозрачно-полированном шлифе образца базальта 1-3 (фото Коротяевой Н.Н.)

Минеральный состав базальтов Салминского проявления, полученный с помощью рентгенодифракционного количественного анализа (на дифрактометре Ultima-IV), показал присутствие смектита и смешанослойных минералов ряда иллит-смектит (9,9-11,3%), хлорита (2,3-10,5%), кварца (12,5-33,0%), плагиоклазов (4,9-21,2%), калиевых полевых шпатов (19,2-31,6%), кальцита (8,3-43,2%), гематита (6,9-15,7%). Для определения физических (включая магнитную восприимчивость с помощью Каппметра КТ-6) и физико-механических (включая динамический модуль упругости, рассчитанный по скорости распространения упругих волн, и сцепление, рассчитанное по прочностям на сжатие и растяжение) свойств и характеристик базальтов Салминского проявления были выбурены с помощью установки алмазного бурения образцы цилиндрической формы (рис. 9).



а)



б)

Рис. 9. Образцы (а) 1-2; б) 1-3) базальтов Салминского проявления

Плотность твердых частиц (средняя плотность минералов) базальтов Салминского проявления во многом зависит от минерального состава, с увеличением содержания минералов с высокой плотностью, например, гематита (рис. 10), она увеличивается, а уменьшается с увеличением содержания минералов с низкой плотностью. Наибольшая плотность твердых частиц у образца базальта 1-2 ($\rho_s=3,05$ г/см³), наименьшая - у образца 1-4 ($\rho_s=2,86$ г/см³). Пористость базальтов Салминского проявления характеризует их суммарный объем пор независимо от их размера и взаимосвязи. Наибольшей пористостью ($n=12,1\%$) обладает образец базальта 1-2, наименьшей ($n=6,1\%$) образец базальта 1-4. Наибольшим значением прочности на одноосное сжатие (нагружали на прессе ZDM-10t до тех пор, пока образцы не разрушались) в воздушно-сухом состоянии обладает проба образца базальта 1-3-1 ($R_c=125$ МПа), наименьшим ($R_c=32,1$ МПа) - проба базальта 1-4-4. Разница в прочности

определяется различием в плотности (рис. 11), структурно-текстурных особенностях, минеральном составе.

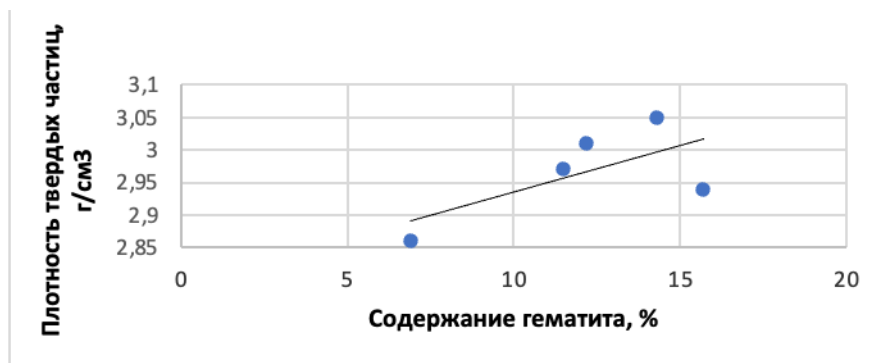


Рис. 10. Зависимость плотности твердых частиц базальтов Салминского проявления от содержания гематита

Заключение. Базальты Салминского проявления являются палеотипными, измененными в процессе низкотемпературного метаморфизма. О метаморфизме базальтов Салминского проявления свидетельствует альбитизация основного плагиоклаза, развитие калиевых полевых шпатов по плагиоклазам. Базальты с большим количеством миндалин, заполненных кальцитом, халцедоном, хлоритом, рутилом, ильменитом и залеченных, в основном кальцитом, трещин. Свойства базальтов Салминского проявления лежат в широком диапазоне значений. Плотность в воздушно-сухом состоянии составляет (средняя плотность образца, включающая минеральный скелет и поровое пространство) от 2,60 от до 2,69 г/см³, пористость от 6,1 до 12,5%, магнитная восприимчивость от 0,11 до 5,05 СИ*10⁻³, значения динамического модуля упругости лежат в промежутке от 29,8 до 39,3 ГПа, сцепление изменяется от 8,1 до 17,2 МПа. На различие свойств в образцах базальтов оказывают влияние состав, что наиболее ярко проявилось в содержании гематита (рис. 10), и строение, что наиболее ярко проявилось во влиянии плотности (рис. 11), которая отражает природное (ненарушенное) сложение грунта. По ГОСТ 25100-2020 (Грунты. Классификация) базальты Салминского проявления – «очень плотные скальные грунты», так как их плотность больше 2,50 г/см³, и «скальные грунты средней прочности», так как их прочность на одноосное сжатие в водонасыщенном состоянии попадает в диапазон от 15 до 50 МПа.

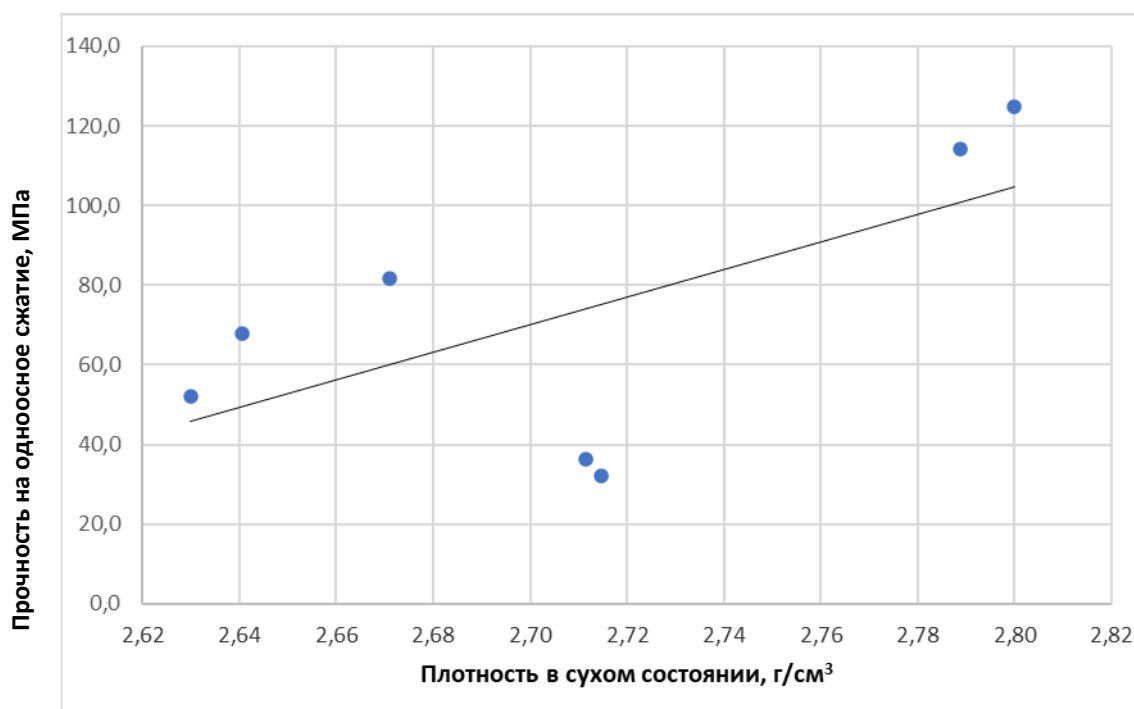


Рис. 11. Зависимость прочности на одноосное сжатие базальтов Салминского проявления от их плотности

Авторы выражают благодарность сотрудникам кафедры инженерной и экологической геологии и кафедры минералогии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова: Спиридонову Э.М., Фроловой Ю.В., Большакову И.Е., Ладыгину В.М., Коптевой-Дворниковой М.В., Крупской В.В., Закусину С.В., Коротаевой Н.Н.

Список литературы

1. ГОСТ 25100-2020. Грунты. Классификация. М.: Стандартинформ, 2020. с. 41.
2. Сви́деренко Л.П. Ладожская вулcano-тектоническая структура (геология, вулканизм, тектоника). Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2019.-98с.
3. Shurilov.A. Métallogénèse de l'uranium dans la région de Ladoga (Karélie, Russie). Lorraine: University of Lorraine, 2008. p. 46.
4. <https://webmineral.ru/deposits/item.php?id=2924> Дата обращения 31.08.2023

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА КСЕНОКРИСТАЛЛОВ КЛИНОПИРОКСЕНА ИЗ СЕВЕРНЫХ ПОЛЕЙ КИМБЕРЛИТОВ ЯКУТСКОЙ АЛМАЗОНОСНОЙ ПРОВИНЦИИ (СИБИРСКИЙ КРАТОН)

Гладкочуб Е.А.¹, Дымищ А.М.¹, Костровицкий С.И.^{1,2}

¹ Институт земной коры СО РАН, gladkochub54@gmail.com

² Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН

Введение. Эволюция состава во времени и строении литосферной мантии под разными континентами являются темами, активно изучаемыми исследователями. Пермо-триасовая тектонотермальная активизация Сибирского кратона, проявившаяся в виде интенсивного траппового вулканизма 250 млн лет назад, считается одной из причин, существенно преобразовавшей литосферную мантию кратона. Н.П. Похиленко с соавторами (Pokhilenko et al., 1999, 2002) на основе сравнительного изучения пиропов из более чем ста кимберлитовых трубок Сибирской платформы, делают вывод о существенном изменении состава и утонении литосферы в ее северной части к верхнеюрскому времени. По этим данным, мощность литосферы региона составляла в палеозойское время 180–230 км и около 130–150 км в мезозойское, а тепловой поток изменяется соответственно от 37 до 40–41 мВт/м². В настоящей работе решаются задачи изучения неоднородности литосферной мантии под северными полями Якутской кимберлитовой провинции (ЯКП) на основе коллекции клинопироксенов из концентрата тяжелой фракции. Достоинством этого подхода является несравненно более высокая представительность задействованного для исследования фактического материала по сравнению с изучением только ксенолитов. Предполагается обобщить данные по составу клинопироксена из 6 кимберлитовых полей ЯКП.

Краткая геологическая характеристика. Традиционно ЯКП разделяется на южную и северную субпровинции. К южной субпровинции относятся 5 кимберлитовых полей – Мирнинское, Накынское, Алаakit-Мархинское, Далдынское и Верхнемунское, к которым приурочены все известные коренные месторождения алмазов Западной Якутии. К северным относятся две группы полей, в данной работе были включены следующие: приуроченные к южному и восточному склону Анабарского щита, Куранахское (228–217 млн лет), Лучаканское (228–217 млн лет), Дюкенское (228–217 млн лет), Ары-Мастахское (175–147 млн лет), а к Оленекскому поднятию Чомурдахское (429–408 млн лет) и Хорбусуонское (175–147 млн лет) (Костровицкий, Яковлев, 2022).

Методы. Изучение строения литосферной мантии под кимберлитовыми полями разных провинций мира основано, главным образом, на полиминеральной термобарометрии. При построении моделей широко используются мономинеральные термобарометры по клинопироксену. Содержания главных и примесных элементов в клинопироксенах определялись на электронно-зондовых микроанализаторах JEOL JXA-8200 (ЦКП «Изотопно-геохимических исследований» Института геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск) с пятью спектрометрами с волновой дисперсией.

Результаты исследования. В рамках данной работы были изучены 727 ксенокристалла клинопироксена, отобранные из тяжелой фракции минералов с разной размерностью и мантийных ксенолитов. Из них 149 зерен из Дюкенского, 124 зерен из Куранахского, 105 ксенокристаллов клинопироксена из Чомурдахского, 215 из Хорбусуонского, 44 ксенокристаллов из Лучаканского и 90 кристалла клинопироксена из Ары-Мастахского кимберлитовых полей (КП).

Расчет температур и давлений последнего равновесия для ксенокристаллов мантийного клинопироксена был выполнен с использованием мономинерального термобарометра Nimis, Taylor (2000). Так как не все зерна клинопироксенов пригодны для мономинеральной термобарометрии (могли в мантии не находиться в равновесии с гранатом и ортопироксеном, могли быть подвержены сильным изменениям под действием расплавов и флюидов) была произведена отбраковка зерен клинопироксена на основе фильтров, предложенных в работе Ziberna et al., 2016. Для Дюкенского КП фильтр прошло 77 зерен клинопироксена, для Куранахского – 42, для Чомурдахского – 31, для Хорбусуонского – 108, для Лучаканского – 14, для Ары-Мастахского – 34 соответственно.

Для наглядности химические составы представлены на дискриминационных диаграммах Cr_2O_3 – Al_2O_3 (рис. 1). На основе проведенного анализа химического состава ксенокристаллов клинопироксенов был сделан вывод, что гранатовые перидотиты наиболее распространены (79% всех зерен) в Дюкенском, Куранахском, Чомурдахском, Хорбусуонском, Лучаканском и Ары-Мастахском КП. Также в Хорбусуонском поле распространены (9% всех зерен) шпинелевые перидотиты.

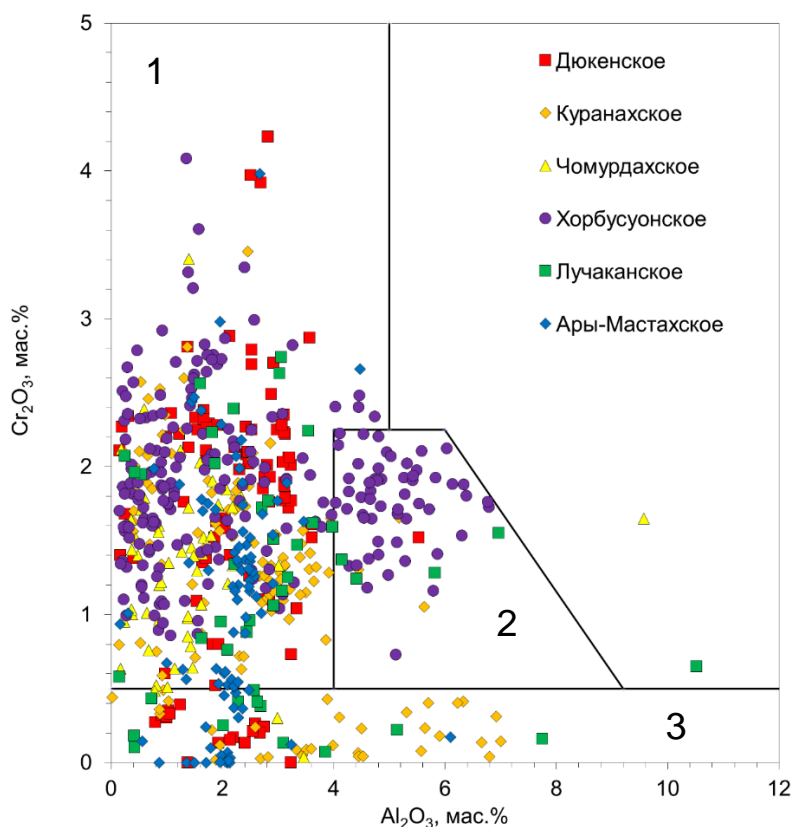


Рис. 1. Состав ксенокристаллов клинопироксена из кимберлитовых трубок северной части Якутской кимберлитовой провинции, нанесенных на дискриминационную диаграмму Ramsay and Tompkins (1994). 1–Кратонные гранатовые перидотиты; 2–Шпинелевые и внекратонные перидотиты; 3–Пироксениты и эклогиты.

Обсуждение результатов. На основе проведенного изучения химического состава ксенокристаллов клинопироксена, можно сделать вывод о том, что в литосферной мантии под

б изученными северными полями Сибирского кратона преобладают гранатовые и шпинелевые перидотиты. При этом Чомурдахское КП, наиболее древнее из представленных (429–408 млн лет), по возрасту сопоставляется скорее с полями южной субпровинции, для которого абсолютное большинство клинопироксенов также попадают в поле гранатовых перидотитов (95% всех зерен). С глубиной уменьшается магнезиальность клинопироксенов почти для всех полей. Содержание TiO_2 в Куранахском, Чомурдахском, Лучаканском и Ары-Мастахском КП редко превышает 0.3 мас. %, что является типичным для южных полей ЯКП. Хорбусуонское и Дюкенское отличаются от других КП более высокими содержаниями TiO_2 до 0.7 мас. %. Как было показано в работе Костровицкий и др. (2018), высокое содержание TiO_2 (> 0.4 мас. %) в гранатах северных полей, отражает глубокие метасоматические преобразования отдельных блоков литосферной мантии на севере ЯКП. При этом, повышенное содержание Ti является характерной особенностью значительной части, как кимберлитовых, так и базитовых пород, получивших развитие на северной окраине Сибирской платформы.

Для Дюкенского, Чомурдахского, Хорбусуонского КП магма выносила ксенокристаллы с глубин 170 км, для Ары-Мастахского КП с глубин 150 км, а для Куранахского и Лучаканского КП с глубин 120 км. Это значительно меньше, чем для трубок центральной части Сибирского кратона, где обнаружены ксенокристаллы клинопироксена, вынесенные с 200–220 км.

Полученные результаты подтверждают, что мощность литосферы в северных районах Сибирского кратона была значительно меньше, чем в центральной его части как в мезозойское время, так и в палеозое (на основе материала девонских трубок Чомурдахского КП). Таким образом, можно предположить, что литосферная мантия северной окраины Сибирского кратона была изначально менее мощная, чем ее центральная часть, а процессы ее утонения в связи с трапповым магматизмом остаются дискуссионными (Pokhilenko et al., 1999, 2002). При этом, вероятно, изначально достаточно деплетированная гарцбургитовая мантия северной части кратона была метасоматически обогащена. Это обогащение увеличивается с глубиной вплоть до границы литосфера-астеносфера, что также указывает на астеносферный источник расплавов, приводящих к этому обогащению.

Исследование выполнено за счет *гранта Российского научного фонда № 22-77-10073*, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>.

Список литературы

1. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А. Кимберлиты Якутской кимберлитовой провинции (состав и генезис). Н.: СО РАН, 2022. 468 с.
2. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Специус З.В. Неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской провинции и алмазность кимберлитов. // Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ - НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). Акционерная компания «АЛРОСА» (публичное акционерное общество), Научно-исследовательское геологическое предприятие (НИГП), 2018. С. 114-118.
3. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Kuligin S.S., Shimizu N., 1999. Peculiarities of Distribution of Pyroxenite Paragenesis Garnets in Yakutian Kimberlites and Some Aspects of the Evolution of the Siberian Craton Lithospheric Mantle. Proceedings of the 7th International Kimberlite Conference (April 11–17, 1998, Cape Town, South Africa). Vol. 2. Red Roof Design, Cape Town, P. 689–698.
4. Pokhilenko N.P., Sobolev N.V., Agashev A.M., Shimizu N. Permo-Triassic superplume and its influence to the Siberian lithospheric mantle. Superplume Workshop, Tokyo, Ext. abstr., 2002, P. 249—252

НЕФРИТ ВОЙМАКАНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ, СРЕДНЕ-ВИТИМСКАЯ ГОРНАЯ СТРАНА: ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ И ПРОБЛЕМЫ ГЕНЕЗИСА

Гончарук И.С.¹, Кислов Е.В.², Вантеев В.В.²

¹ Бурятский государственный университет им. Д. Банзарова, Улан-Удэ, gongcarukirina993@gmail.com

² Геологический институт им. Н.Л. Добрецова СО РАН, Улан-Удэ

Воймаканское месторождение расположено в Средне-Витимской горной стране, на территории Баунтовского эвенкийского района Республики Бурятия. Геологическое изучение Средне-Витимской горной страны началось в середине XIX в. в связи с поисками золота и изысканием путей снабжения приисков. Первые сведения о нефритоносности района долины р. Ципа принадлежат В.П. Солоненко (1959), указавшему на наличие валунов светло-зелёного нефрита (Солоненко, 1959). В 1976 г. Шаманской партией экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» в среднем течении реки Витим было выявлено россыпное месторождение светлоокрашенного нефрита. В 1977-78 гг. геологами этой партии был описан ореол распространения валунов нефрита по рекам Витим, Бамбуйка и Ципа. Воймаканское проявление апокарбонатного нефрита выявлено в 1981 г. геологами экспедиции «Байкалкварцсамоцветы» под руководством А.П. Секерина при проведении рекогносцировочных маршрутов в среднем течении р. Ципа. На площади участка среди элювиально-делювиальных глыб гранитов и мраморов были обнаружены кальцит-тремолитовые скарны. После 1991 г. на Воймаканском проявлении геологоразведочные работы не проводились. При этом шла нелегальная карьерная добыча нефрита. Систематическое изучение участка началось в 2012 г. после получения лицензии на геологическое изучение, разведку и добычу апокарбонатного нефрита ЗАО «МС Холдинг».

На площади месторождения развиты метаморфические породы суванихинской свиты (талалинской толщи) раннего протерозоя, граниты палеозойского витимканского комплекса, мезозойские тела габбро и диоритов, четвертичные отложения.

Метасоматические изменения с образованием нефритоносных зон развиты вблизи контактов мраморизованных доломитов и амфиболитов. В амфиболитах метасоматические изменения выражаются в существенном увеличении содержания эпидота, клиноцоизита, появлении тремолита и хлорита вплоть до образования тремолит-эпидотового скарна. Метасоматические изменения в карбонатных породах проявлены сильнее, с образованием кальцит-тремолитовых скарнов с нефритом. Кальцит-тремолитовые скарны - белые массивные и сланцеватые мелкокристаллические породы. Распределение и содержание нефрита крайне неравномерное. Наиболее характерна прожилковая, линзовидная, гнездовидная и желвакообразная форма нефритовых обособлений, мощностью от миллиметров до нескольких десятков сантиметров, с постепенными переходами к кальцит-тремолитовым скарнам.

Тремолит-эпидотовые скарны по амфиболитам сложены крупными удлиненно-призматическими кристаллами тремолита, в интерстициях серпентин, подчиненное количество крупных кристаллов эпидота, в том числе Се-содержащего, иногда с включениями циркона, зерна титанита, в том числе повышенными содержаниями F и Al, гидроциркона и циркона с включениями бадделеита, кальцита, диопсида, фторопатита, хлорита. *Доломит* гранобластовой структуры состоит из тонкозернистого доломита с агрегатами удлиненных зерен кальцита, редкими изометричными агрегатами хлорита и зернами фторопатита. Отмечены сросток барита с баритоцелестином, сросток галенита с халькопиритом, англезит, бадделеит, рутил. *Кальцит-тремолитовые скарны* состоят из тонколучистого кальцита и скрытокристаллического спутанно-волокнутого тремолита.

Нефрит преимущественно светло-салатный, салатный, серо-салатный и бурый. Просвечиваемость 1-5 см. Содержание сортового нефрита по пробам 5-50 %, по залежам - 3.1-5.2%. Полировка совершенная с зеркальным блеском. Нефрит характеризуется массивной, реже сланцеватой текстурой и скрытокристаллической, спутанно-волокнутой

(фибробластовой) структурой. Среди минералов преобладает тремолит двух генераций: гипидиоморфные изометричные призматические зерна более крупных размеров и скрытокристаллические спутанно-волокнистые агрегаты, замещающие тремолит первой генерации. Лейсты и игольчатые кристаллы тремолита первой генерации наиболее характерны для приконтактных частей тел нефрита.

Таблица 1. Химический состав пород, мас. %

	КС-19	КС-18	В-1-14	КП-5-3-7	ПК-1 Н	ПК-3	КП-81-1-3	ПК-1 А
SiO ₂	56.3	56.2	56.5	51.6	56.1	57.6	0.9	43.4
TiO ₂	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	<0.02	0.03	<0.02
Al ₂ O ₃	0.7	0.5	0.5	0.7	1	0.6	0.1	10.2
Fe ₂ O ₃	0.34	<0.1	0.17	0.1	0.24	<0.10	0.1	1.54
FeO	0.92	0.44	0.44	0.28	<0.10	0.24	<0.10	1.2
MnO	0.08	0.06	0.06	0.08	0.03	0.04	0.04	0.11
MgO	24	24.64	23.6	20.09	25.7	25.3	21.34	13.97
CaO	12.48	13.02	13.68	18.17	12.76	13.02	31.3	21.31
Na ₂ O	0.11	0.12	0.11	0.13	0.12	0.12	0.05	0.12
K ₂ O	0.07	0.07	0.05	0.09	0.03	0.05	<0.01	0.04
P ₂ O ₅	<0.1	<0.1	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	0.87	0.15
п.п.п.	4.7	4.39	4.65	8.81	3.16	3.03	44.72	7.11
Сумма	99.7	99.44	99.76	100.05	99.24	100	99.45	99.97
Fe ₂ O ₃ ^Σ	1.36	0.54	0.66	0.41	0.34	0.28	0.1	2.87
CO ₂			1.98	6.6	0.66	0.44	44.66	3.52
S			<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10	<0.10
F			0.2	0.1	0.27	0.34	0.06	0.07

Примечание. Здесь и далее - нефрит: КС-18, КС-19, В-1-14 - светло-салатный, КП-5-3-7 – белый с салатным оттенком, ПК-1 Н – белый с желтоватым оттенком, ПК-3 – бурый; КП-81-1-3 - доломит, ПК-1 А – эпидот-тремолитовый скарн.

Состав пород представлен в табл. 1 и 2. По химическому составу нефрит разной окраски различается. Увеличение содержания Fe²⁺ усиливает зеленый оттенок, увеличение содержание Fe³⁺ железа вызывает более темную окраску, а на появление бурой окраски, возможно, влияет увеличение содержания Со.

Таблица 2. Содержание примесных элементов в породах, г/т

	КС-19	КС-18	В-1-14	КП-5-3-7	ПК-1 Н	ПК-3	КП-81-1-3	ПК-1 А
Cr	9	10	<5	<5	7	5.5	5	6
V			6	36	9	11	4.5	60
Co	10	18	11	11	9	41	19	13
Ni	22	25	<3	4	3	<3	3.5	7.7
Cu			<3	<3	<3	<3	3.5	<3

Содержание редкоземельных элементов (РЗЭ) варьирует в пределах 0.008-7 г/т. Характер распределения плоский со слабым левым уклоном – обогащением тяжелыми РЗЭ, что объяснено кислой средой образования нефрита. Слабоотрицательная Eu-аномалия, одинаково выраженная в образцах нефрита, объясняется восстановительной металлогенической средой, образовавшейся на следующем этапе образования породы (Рис. 1).

Формирование нефрита, судя по взаимоотношениям минералов, проходит в несколько стадий. Первоначально доломит на прогрессивной стадии с участием содержащих кремнезем из амфиболитов флюидов замещается диопсидом: $\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 2\text{Si}^{4+} + 2\text{O}_2 \rightarrow \text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 2\text{CO}_2$. На регрессивном этапе уже диопсид при участии магния и кремнезема из амфиболитов замещается агрегатом тремолита: $2\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + 3\text{Mg}^{2+} + 4\text{Si}^{4+} + \text{H}_2\text{O} + 5,5\text{O}_2 \rightarrow$

$\text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2$. В другом варианте диопсид замещается кальцит-тремолитовым скарном - углекислота из первой реакции, кислород из вмещающих пород: $5\text{CaMgSi}_2\text{O}_6 + \text{H}_2\text{O} + 3\text{CO}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 3\text{CaCO}_3 + 2\text{SiO}_2$. При этом кальцит скарна также может замещаться тремолитом с образованием нефрита: $2\text{CaCO}_3 + 5\text{Mg}^{2+} + 8\text{Si}^{4+} + \text{H}_2\text{O} + 10,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 2\text{CO}_2$. В некоторых образцах диопсид не установлен – он весь заместился либо тремолит образуется непосредственно по доломиту: $2\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2 + 8\text{Si}^{4+} + 3\text{Mg}^{2+} + \text{H}_2\text{O} + 9,5\text{O}_2 \rightarrow \text{Ca}_2\text{Mg}_5(\text{Si}_4\text{O}_{11})_2(\text{OH})_2 + 4\text{CO}_2$. При продолжении регрессивного процесса тремолит замещается хлоритом и кальцитом с привнесом глинозема из амфиболита: $\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2 + \text{Al}^{3+} + 3\text{H}_2\text{O} + 2\text{CO}_2 \rightarrow \text{Mg}_5\text{Al}[\text{Si}_3\text{AlO}_{10}](\text{OH})_8 + 2\text{CaCO}_3 + \text{SiO}_2 + 2,5\text{O}_2$. Или тальком и кальцитом с привнесом кремнезема из амфиболита: $3\text{Ca}_2\text{Mg}_5[\text{Si}_4\text{O}_{11}]_2(\text{OH})_2 + 12\text{Si}^{4+} + 6\text{CO}_2 \rightarrow 5\text{Mg}_3\text{Si}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_2 + 6\text{CaCO}_3 + 15\text{O}_2$. Замещение хлоритом, тем более тальком, вплоть до полного, значительно ухудшает качество нефрита.

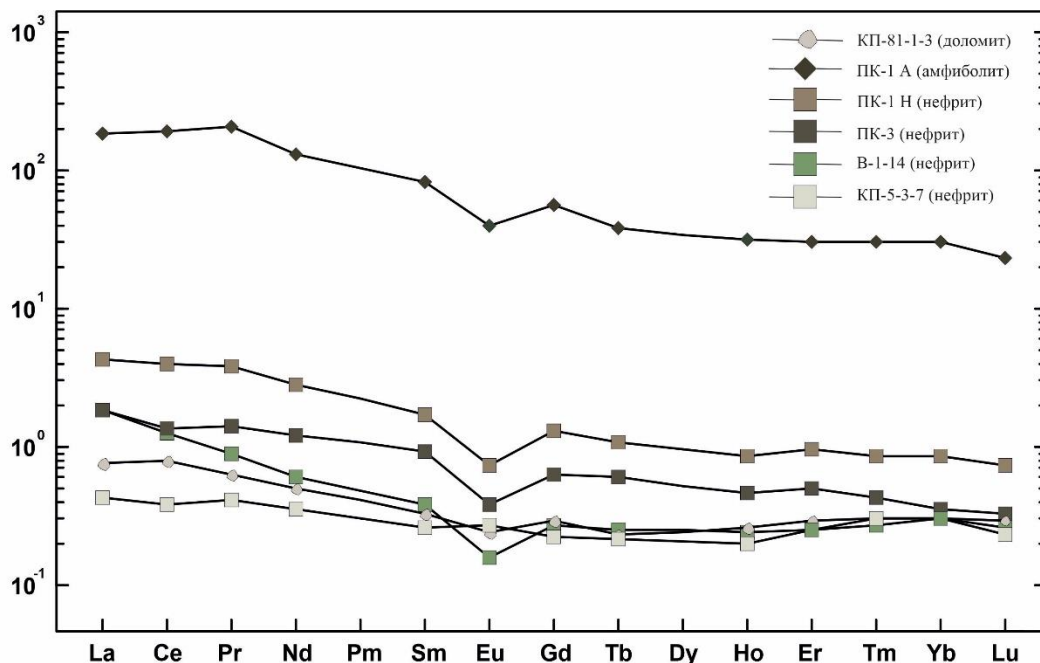


Рис. 1. Распределение редкоземельных элементов.

На Воймаканском месторождении значение $\delta^{18}\text{O}$ нефрита относительно SMOW составляет $-18.5\div-18.8\%$; скарна -17.4 ; тремолит-эпидотового скарна $-4.4\div 2.6$; доломита 26.1 . Это соответствует формированию нефрита в результате гидротермально-метасоматического преобразования доломитов под воздействием флюидов метеорного происхождения. Граниты играли роль регионального подогрева. Распределение редкоземельных элементов свидетельствуют о первоначально кислой среде образования нефрита, а восстановительная металлогеническая среда, образовавшаяся на следующем этапе, объясняется слабоотрицательной Eu-аномалией.

Информация и образцы предоставлены ЗАО «МС Холдинг» и ООО «ВВС». Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-27-20003, <https://rscf.ru/project/22-27-20003>.

Список литературы

1. Солоненко В.П. Цветные и поделочные камни Восточной Сибири // Тр. Иркутск. ун-та. Сер. геол. 1959. Т. 14. № 4. С. 41-55.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ОРТОГРАНУЛИТЫ ДАЛДЫНСКОЙ ГЛЫБЫ АНАБАРСКОГО ЩИТА И ИХ КОРРЕЛЯЦИЯ С СУБДУКЦИОННЫМ МАГМАТИЗМОМ ХАПЧАНСКОГО ТЕРРЕЙНА

Гусев Н.И.¹, Романова Л.Ю.¹, Скублов С.Г.^{2,3}, Мамыкина М.Е.^{3,2}

¹ Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, nikolay_gusev@vsegei.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

³ Санкт-Петербургский горный университет

Введение. В течение долгого времени все породы Далдынской глыбы считались архейскими и дискуссионным был только вопрос отнесения их к раннему или позднему эону. С появлением данных о присутствии палеопротерозойских осадочных пород в составе далдынской серии (Ножкин и др., 2019, Gusev et al., 2020), очевидным стал полихронный состав гранулитов далдынской серии. Не нашел также подтверждения архейский возраст мафических гранулитов верхнеанабарской серии в Капральско-Джегесском синклинии Далдынской глыбы (Сергеева и др., 2018), хотя точный возраст их протолита остался не ясным. Новые, приводимые здесь данные, указывают на более широкое распространение палеопротерозойских магматических пород в Далдынской глыбе, которые по возрасту коррелируются с субдукционным магматизмом в Хапчанском складчатом поясе (Гусев и др., 2021).

Геологическое строение. Структура Далдынской глыбы определяется Бекелехским антиклинорием, в ядре которого обнажаются гранулиты килегирской толщи далдынской серии, а также Котуйканским и Капральско-Джегесским синклиниями на крыльях, выполненными гранулитами верхнеанабарской серии. Далдынская серия сложена мезо- меланократовыми двупироксеновыми кристаллосланцами и плагиогнейсами, лейкократовыми гиперстеновыми, двупироксеновыми и пироксен-амфиболовыми гнейсами, плагиогнейсами, магнетит-гранат-пироксеновыми гнейсами и линзами кварцитов. Верхнеанабарская серия представлена гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами с пластами двупироксен-плагиоклазовых кристаллических сланцев, гранат-двупироксеновых и гранат-гиперстеновых гнейсов и плагиогнейсов; одиночными пластами и линзами кальцифиров, скаполитовых пород, кварцитов, линзами графит- и сапфиринсодержащих плагиогнейсов и магнетитовых кристаллических сланцев. Мафитовые кристаллосланцы далдынской серии по данным U-Pb датирования (SHRIMP-II) имеют позднеархейский возраст (3050±12 – 3012±15 млн лет), Nd-модельный возраст их протолита 3.47–3.49 млрд лет. Типоморфные для верхнеанабарской серии гиперстеновые плагиогнейсы (эндербитоиды) имеют возраст 2860±32 млн лет, Nd-модельный возраст их протолита около 3 млрд лет. Породы претерпели позднеархейский гранулитовый метаморфизм и анатексис с возрастом 2683±20 млн лет. В гранулитах далдынской и верхнеанабарской серий также содержится метаморфический циркон возрастом от 1990±12 до 1971±12 млн лет, образованный в результате раннепротерозойского УНТ метаморфизма и анатексиса. Повсеместно распространены пластовые тела, дайки и жилы неметаморфизованных раннепротерозойских аляскитовых гранитов (маганский комплекс, U-Pb возраст по циркону (SHRIMP-II) 1984±16 – 1952±10 млн лет).

С целью определения возраста мафических гранулитов верхнеанабарской серии были изучены породы в крыльях Котуйканского синклиория – западной части Далдынской глыбы. Пробы 375А и 377 были отобраны в русле р. Бол. Куонамка из мафических кристаллосланцев верхнеанабарской серии, на участке от левого притока Чардат-Юрях до правого притока Балаганах (рис. 1) на расстоянии около 6 км одна от другой.

Петрографическая характеристика. Двупироксеновые кристаллосланцы (пр. 375А) имеют минеральный состав (%): Pl (An₆₀) 45, Сpx 35, Орх 20, вторичные Amph 10, Bt 3, Ap – единичные зерна. Клинопироксен-амфиболовые плагиокристаллосланцы пробы 377 содержат (%): Pl (An₄₅) 65, Amph 15, Сpx 12, Орх 3, Mgt 5, Ap – единичные зерна.

Геохимические особенности. По содержанию петрогенных компонентов обе породы соответствуют габбро, отношения малоподвижных компонентов, также указывают на их принадлежность к группе базальтоидов (рис. 2б) известково-щелочной серии (рис. 2в).

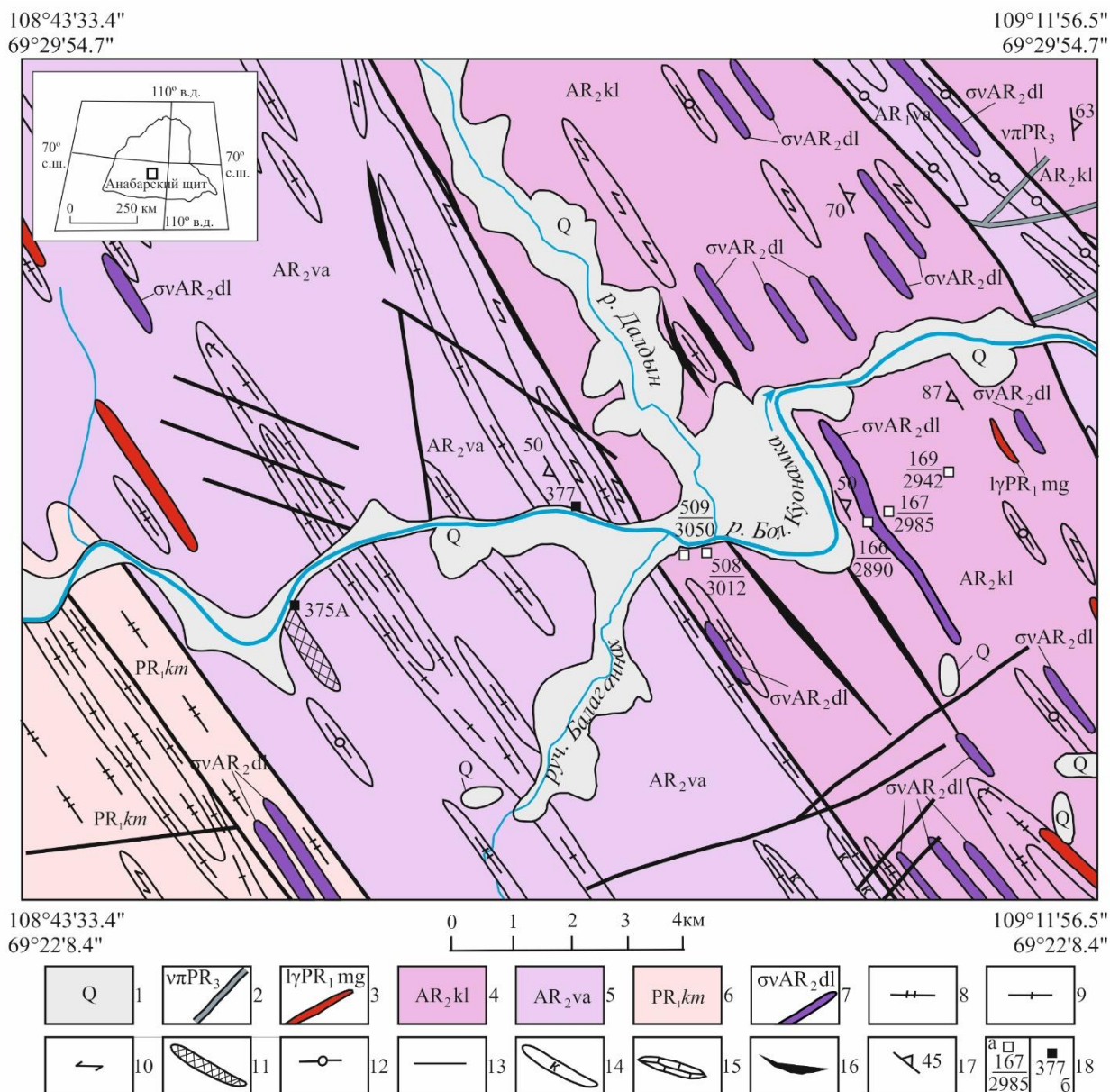


Рис. 1. Схематическая геологическая карта района устья р. Далды: 1 – четвертичные образования; 2 – долериты; 3 – лейкограниты маганского комплекса; 4 – гранулиты килегирской толщи далдынской серии; 5 – гранулиты, гнейсы, кальцифилы верхнеанабарской серии; 6 – котуйкан-монголинский мигматит-гнейсовый комплекс; 7 – ультрамафиты далдынского перидотит-пироксенитового комплекса; 8 – участки интенсивной амфибололизации и биотитзации; 9 – гранатсодержащие гнейсы и гранулиты; 10 – пироксеновые и амфиболовые кристаллические сланцы; 11 – силлиманитовые гнейсы; 12 – салитовые гнейсы; 13 – гиперстенные и двупироксеновые гнейсы и кристаллические сланцы; 14 – кварциты, 15 – кальцифилы; 16 – магнетитовые сланцы; 17 – элементы залегания гнейсовидности и полосчатости; 18 – места отбора и номера проб изотопного датирования циркона U-Pb методом (SHRIMP-II): а – ранее опубликованные, в числителе номер пробы, в знаменателе возраст млн лет; б – обсуждаемые в настоящей работе.

Двупироксеновые кристаллосланцы отличаются повышенным содержанием (ppm) Cr 243, Co 43.6, Ni 47.4, что характерно для базитов. На спайдерграммах редких элементов (рис. 2г) плагиоцистосланцы имеют положительные аномалии Ba, Th, U, Pb, Sr, Nd, Sm, отрицательные – Ti, P. Более меланократовые двупироксеновые кристаллосланцы имеют положительные аномалии U, Nd, Sm, отрицательные – Ti, Ta, Nb, Sr, P, Zr.

Содержание REE 99–126 ppm, фракционированность относительно слабая $(La/Yb)_N=2.9-3.9$, проявлен Eu-минимум, в плагиоцистосланцах $Eu/Eu^*=0.82$, более выражен в

двупироксеновых кристаллогранцах $Eu/Eu^*=0.66$, что, вероятно, связано фракционированием плагиоклаза из базитового расплава.

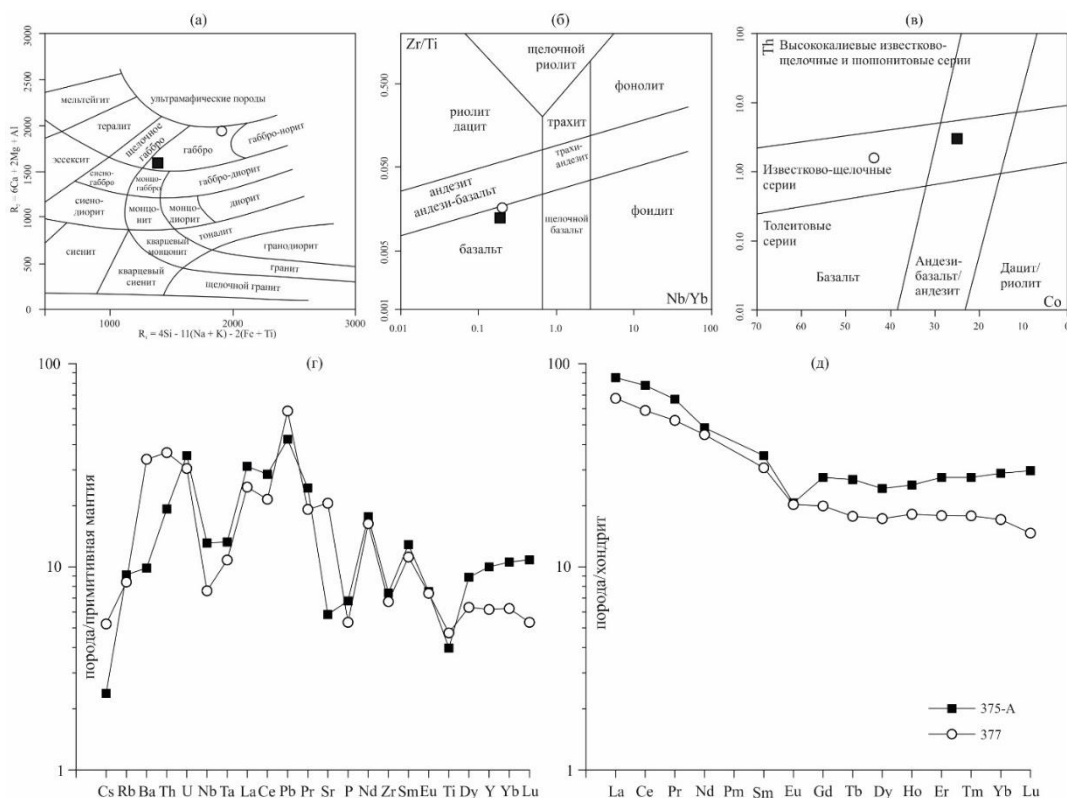


Рис. 2. Геохимические диаграммы для кристаллогранцев пр. 375А и 377. Основы диаграмм: (а) – по (De la Roche et al., 1980); (б) – по (Pearce, 1996); (в) – по (Hastie et al., 2007). Нормализация содержаний на (г) и (д) проведена на состав примитивной мантии и хондрита CI по (Sun, McDonough, 1989).

Sm-Nd изотопная систематика. Изотопное отношения $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ находятся в диапазоне 0.1289–0.1368, двупироксеновые кристаллогранцы имеют слабоотрицательное значение $\epsilon_{\text{Nd}}(T)$ -0,3, плагиокристаллогранцы – слабоположительное +1.6, что может указывать на смесь корового и мантийного материала в магматическом резервуаре. Nd-модельный возраст протолита двупироксеновых кристаллогранцев – позднеархейский и близок к рубежу с протерозоем 2.54 млрд лет, плагиокристаллогранцев – палеопротерозойский около 2.4 млрд лет.

Таблица 1. Изотопный состав мафических кристаллогранцев (вал)

№№ проб	Возраст, млн лет	Sm, ppm	Nd, ppm	$^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$	$^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$	$\epsilon_{\text{Nd}}(T)$	$T_{\text{Nd}}(\text{DM})$, млрд лет	$T_{\text{Nd}}(\text{DM}-2\text{St})$, млрд лет
375А	2060	5.375	25.19	0.1289	0.511706	-0.3	2.59	2.54
377	2040	4.378	20.93	0.1368	0.511913	1.6	2.44	2.37

Характеристика циркона и результаты датирования. Циркон из двупироксеновых кристаллогранцев пр. 375А представлен овальными и округлыми зернами и единичными субидiomорфными кристаллами коричневатого цвета, прозрачными и полупрозрачными. Длина 80–180 мкм, КУ = 1.5–5. В КЛ цирконы черные и темно-серые, в центральных частях некоторых кристаллов слабо проявленная грубая зональность. В оптическом изображении видны тонкая концентрическая зональность, свойственной магматическому циркону (рис. 3а). Измерения выполнены по центральным частям 10 зерен, которые характеризуются содержанием (ppm): U 303–866, Th 88–379 и средним отношением Th/U=0.43. Конкордантный возраст составляет 2060 ± 7 млн лет (рис. 3).

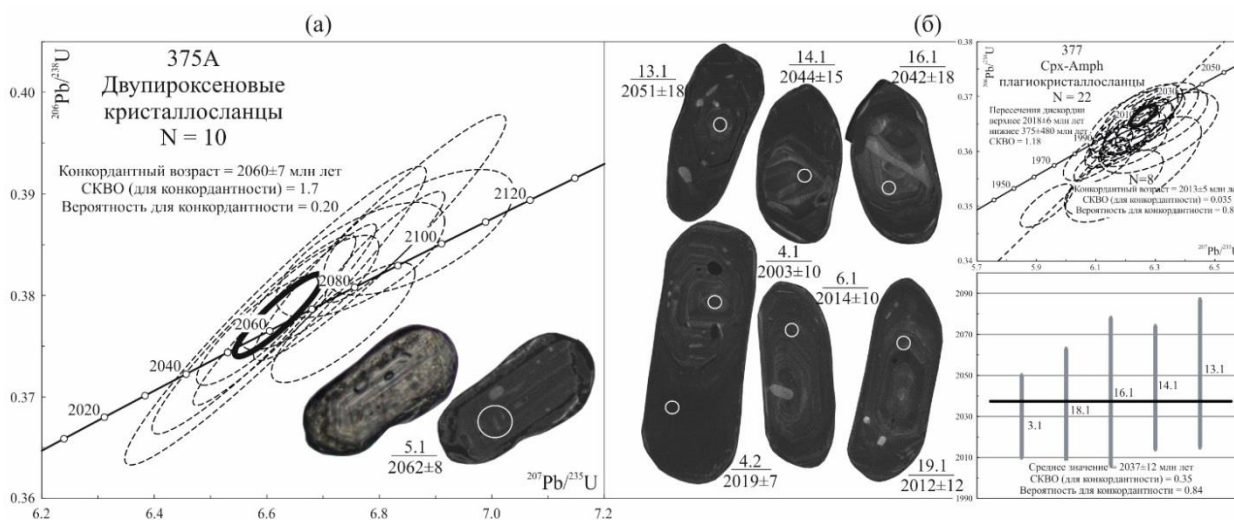


Рис. 3. Катодолуминесцентные изображения цирконов и результаты определения возраста: (а) диаграмма с конкордией для пробы 375А и типичное зерно циркона, слева оптическое изображение, справа – катодолуминесцентное. Белый кружок – точка 5.1 с возрастом 2062 ± 8 млн лет; (б) катодолуминесцентные изображения типичных зерен циркона и результаты определения U-Pb возраста для пробы 377.

Циркон из плагиокристаллосланцев пр. 377 крупнее (длина 100–350 мкм, КУ = 2–4) с лучшей сохранностью магматических ядер. Средневзвешенный возраст по 5 наиболее древним из них составляет 2037 ± 12 млн лет, конкордантный возраст по 8 анализам 2013 ± 5 млн лет.

Закключение. Мафические гранулиты западной части Далдынской глыбы, соответствующие по составу габброидам, характеризуются хорошо выраженными отрицательными аномалиями Ti, Nb, Ta, P, свойственными субдукционному магматизму. Подобно гранулитам Хапчанского пояса с возрастом протолита 2030 ± 17 млн лет, метагабброиды имеют геохимические характеристики известково-щелочных субдукционных образований. Как и метамагматические породы Хапчанского пояса они интерпретируются как метаморфизованный ювенильный надсубдукционный комплекс.

Работа выполнена при поддержке РФ (проект 23-27-00098).

Список литературы

1. Сергеева Л.Ю., Березин А.В., Гусев Н.И. и др. Возраст и параметры метаморфизма гранулитов Капральско-Джегеского синклиория Анабарского щита // Записки Горного института. 2018. Т. 229. С. 13-21.
2. Gusev N.I., Sergeeva L.Yu., Skublov S.G. The application of detrital zircon dating in constraining the depositional time-frame of the sedimentary protolith of the Daldyn Group quartzite, Anabar Shield, Russia // Geosciences. 2020. V. 10. 208.
3. Гусев Н.И., Сергеева Л.Ю., Скублов С.Г. Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 115-135.
4. Гусев Н.И., Руденко В.Е., Бережная Н.Г. и др. Возраст гранулитов далдынской серии Анабарского щита // Регионал. геол. и металлогения. 2012. № 52. С. 29-38.
5. Ножкин А.Д., Лиханов И.И., Савко К.А. и др. Сапфириносодержащие гранулиты Анабарского щита // Геохимия. 2019. Т. 64. № 5. С. 486-502.
6. Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S.F. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram // J. Petrol. 2007. V. 48. P. 2341-2357.
7. Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia // Geochim. Cosmochim. Acta. 2005. V. 69. P. 637-648.
8. Pearce J.A. A user's guide to basalt discrimination diagrams. In: Trace Element Geochemistry of Volcanic Rocks: Applications for Massive Sulphide Exploration. Geological Association of Canada. Short Course Notes. 1996. V. 12. P. 79-113.
9. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. V. 42. P. 313-345.

МИНЕРАЛОГИЯ КАЛЬЦИФИРОВ ХАПЧАНСКОГО КОМПЛЕКСА, АНАБАРСКИЙ ЩИТ

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

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия st097747@student.spbu.ru

² ФГБУ ВСЕГЕИ, Санкт-Петербург, Россия

Введение. Анабарский щит представляет собой крупнейший выход пород фундамента Сибирской платформы в её северо-восточной части. Он состоит из трёх террейнов (Маганский, Далдынский и Хапчанский) и нескольких меланжевых зон (Маганская, Котуйканская, Билляхская и др.). Породы щита подверглись двум этапам гранулитового метаморфизма (Розен и др., 1986) и представлены преимущественно гранитами, гнейсами и сланцами с возрастами от 3.2 до 2 млрд. лет.

Для Хапчанского террейна характерными породами являются мраморы, кальцифиры, известково-силикатные породы в ассоциации с различными гранатсодержащими и безгранатовыми плагиогнейсами, гнейсами, кристаллосланцами (Смелов и др., 2008). Они отнесены к протерозойской Хапчанской серии, которая разделена на билээх-тамахскую и хаптасыннахскую толщи. Объектом данного исследования стали кальцифиры билээх-тамахской толщи. Эти породы имеют как научное, так и прикладное значение: с одной стороны, их изучение позволяет лучше понять процессы осадконакопления толщ, слагающих хапчанский террейн, а также метаморфические процессы на рубеже 2 млрд. лет. С другой стороны, с такими породами нередко связаны месторождения различных полезных ископаемых (цинка, меди, свинца и др.).

Целью работы явилось изучение минерального состава кальцифиров билээх-тамахской толщи хапчанской серии Анабарского щита. Для этого была выполнена диагностика минералов в шлифах, в том числе с помощью рамановский спектрометрии, а также в порошковых пробах с применением рентгенофазового анализа.

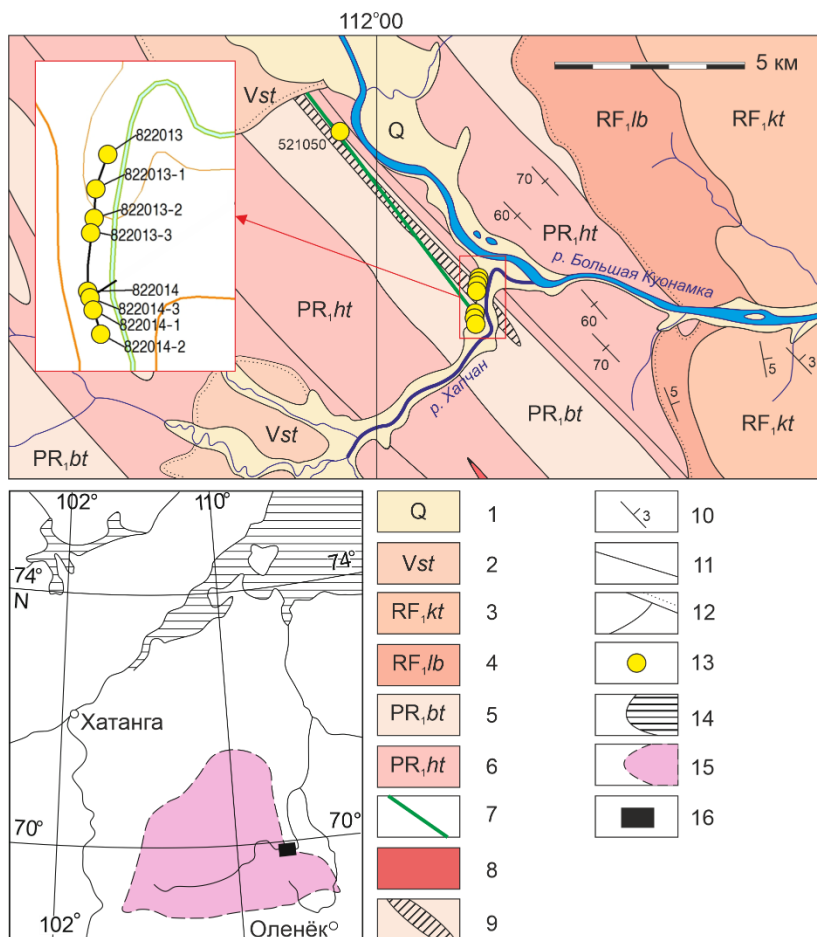


Рис. 1. Геологическая карта района устья р. Хапчан (составлено по геологическим картам масштаба 1:200 000 R-49-XXI, XXII и R-XXIII, XXIV, Гусев и др., 2021 и полевым наблюдениям Савельева А. Д.).

Обозначения: 1 – четвертичные отложения, 2 – старореченская свита, 3 – отуйканская свита, 4 – лабазтахская свита, 5 – билээх-тамахская толща, 6 – хаптасыннахская толща, 7 – дайка долеритов, 8 – граниты (маганский комплекс, lymPR1mg), 9 – линза кальцифиров, 10 – элементы залегания, 11 – границы толщ, 12 – несогласные границы толщ, 13 – точки пробоотбора, 14 – водное пространство, 15 – Анабарский щит, 16 – положение карты.

Геология района. Билээх-тамахская толща (PR₁bt) слагает ядерную часть Хапчанского синклинория 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 гранатсодержащих гнейсов. Толща сложена гранатовыми, гиперстен-гранатовыми, гранат-биотит-гиперстеновыми гнейсами, реже плагиогнейсами с прослоями и линзами двупироксеновых, гиперстеновых, клинопироксеновых, кордиерит-силлиманитовых гнейсов и плагиогнейсов, кальцифиров, клинопироксен-скаполитовых пород (Гусев, 2016).

Методика. Исследуемые образцы были отобраны в ходе полевых работ 2022 года сотрудниками Анабарской партии-2 ФГБУ «ВСЕГЕИ» на территории Сергеевской и Куонамской площадей (листы R-49-XXI, XXII и R-49-XXIII, XXIV). Большая часть из них (11 шт) отобрана из крупной линзы кальцифиров северо-западного простирания, расположенной в районе устья р. Хапчан (рис. 1). Пробы 822119-1/1 и 822119-2/2 были отобраны юго-восточнее, но в пределах той же полосы пород билээх-тамахской толщи, что и остальные образцы. На рисунке они не показаны.

Первичная диагностика минералов в шлифах осуществлялась при помощи оптической микроскопии в РЦ Микроскопии и микроанализа СПбГУ.

Порошковые пробы снимались на отражение на порошковом дифрактометре Rigaku MiniFlex II с использованием излучения CoK α в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования» СПбГУ при большой помощи Н.В. Платоновой. Напряжение на рентгеновской трубке 30 kV, сила тока 15 mA, с фиксированной системой щелей, диапазон сканирования от 3 до 50°, минимальный шаг 0,020, скорость съемки 3 °/мин.

Для диагностики некоторых минералов использовалась рамановская спектрометрия. Исследование проведено в ресурсном центре «Геомодель» на рамановском спектрометре Horiba Jobin-Yvon LabRam HR800 с микроскопом Olympus BX41, объектив 50x, использовался ионный аргоновый лазер, применялись notch-фильтры для работы на 488 нм и 514 нм с мощностью до 50 мВт (аналитик – Бочаров В.Н.). Идентификация спектров минералов производилась путем сравнения с базой данных в программе Crystal Sleuth.

Результаты. Образцы кальцифиров, которые характерны для хапчанской серии, представляют собой мелко- и среднезернистые породы с пятнистой текстурой, цвет варьирует от светло-серого до почти черного, в ряде образцов замечены темно-зеленые зерна клинопироксена и медово-желтые зерна минералов группы гумита. Породы сильно неоднородны – содержание большинства минералов существенно варьирует от образца к образцу.

В результате петрографического анализа было выявлено, что преобладающими минералами являются карбонаты, практически везде встречены кварц и калиевый полевой шпат, в подчиненном количестве отмечаются минералы группы скаполита, кальциевый гранат, мусковит, биотит, эпидот, волластонит, форстерит, попадаются единичные зерна титанита и непрозрачные рудные минералы. Присутствие всех этих минералов подтвердилось при исследовании порошковых проб методом рентгенофазового анализа, результаты которого представлены в таблице 1. При помощи рамановской спектрометрии в образцах также были диагностированы везувиан и шпинель.

Заключение. В процессе исследования образцов кальцифиров хапчанской серии Анабарского щита в этих породах были впервые выявлены такие минералы как волластонит, форстерит, везувиан. Кроме того, подтверждено присутствие ранее описанных в этих породах шпинели и минералов группы гумита (Чумирин, Ганин, 1979). Мы предполагаем, что подобная минеральная ассоциация могла возникнуть при метаморфизме карбонатных пород на одном из этапов регионального гранулитового метаморфизма, поскольку минеральный состав указывает на высокотемпературное преобразование пород. Очевидно, что необходимо дальнейшее исследование данных пород с целью реконструкции условий их формирования.

Таблица 1. Содержание минералов в пробах.

Минерал	Номер образца							
	522074/3	822013-1/2	822013-2/1	822013-2/2	822013-2/3	822014-1	822119-1/1	822119-2/2
Кварц SiO ₂	+	+	+	+	+	+	-	+
Кальцит Ca(CO ₃)	+	+	+	+	+	+	+	+
Доломит CaMg(CO ₃) ₂	+	-	+	+	-	+	-	-
Флюорит CaF ₂	+	-	+	-	-	-	-	-
Минералы группы скаполита	+	-	-	-	-	+	-	+
Гроссуляр Ca ₃ Al ₂ (SiO ₄) ₃	+	-	-	-	+	-	-	-
Мусковит KA ₂ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH,F) ₂	-	+	-	-	+	-	+	+
Лизардит Mg ₆ (Si ₄ O ₁₀)(OH) ₈	-	+	-	-	-	+	+	-
Флогопит KMg ₃ (AlSi ₃ O ₁₀)(OH,F) ₂	-	+	+	-	-	+	+	-
Андрадит Ca ₃ Fe ₂ (SiO ₄) ₃	-	+	+	-	-	-	-	-
Диопсид CaMg(Si ₂ O ₆)	-	-	-	-	-	-	+	+
Ортоклаз	+	-	-	+	+	+	+	-
Волластонит Ca ₃ (Si ₃ O ₉)	+	+	-	-	-	-	+	-
Эпидот Ca ₂ (Al ₂ Fe)(SiO ₄)(Si ₂ O ₇)O(OH)	-	-	+	+	-	-	-	+
Форстерит Mg ₂ (SiO ₄)	-	-	+	-	-	-	-	-
Авгит	-	-	+	+	-	-	-	-
Хризотил	-	-	-	+	-	-	-	-
Минералы группы гумита	-	-	-	+	+	-	+	-
Титанит CaTi(SiO ₄)O	-	-	-	+	-	+	+	-
Гематит Fe ₂ O ₃	-	-	-	-	-	-	-	+
Энстатит Mg ₂ (Si ₂ O ₆)	-	+	-	-	-	-	-	-

Список литературы

1. Гусев Н. И., Сергеева Л. Ю., Скублов С. Г. Свидетельства субдукции палеопротерозойской океанической коры в Хапчанском поясе Анабарского щита Сибирского кратона // Петрология. 2021. Т. 29. № 2. С. 115-135
2. Гусев Н.И., Пушкин М.Г., Круглова А.А., Сергеева Л.Ю. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист R-49 – Оленек. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ, 2016. 448 с.
3. Розен О.М. и др. Строение земной коры Анабарского щита. Москва. «Наука». 1986. 198 с.
4. Смелов А. П. и др. Новые данные о геодинамической природе и возрасте гранитоидов Билляхского массива (Анабарский щит) // Граниты и эволюция Земли: геодинамическая позиция, петрогенезис и рудоносность гранитоидных батолитов. 2008.
5. Чумирин К. Г., Ганин В. А. R-49-XXI, XXII. Геологическая карта СССР, объяснительная записка. Серия Анабарская. Москва. Министерство геологии СССР. 1979. 70 с.

МЕТОДЫ И ПОДХОДЫ РЕКОНСТРУКЦИИ ТЕРМАЛЬНОГО РЕЖИМА ЛИТОСФЕРНОЙ МАНТИИ ДРЕВНИХ КРАТОНОВ

Дымишиц А.М.

Институт земной коры СО РАН, adymshts@crust.irk.ru

Введение. Сибирский кратон, образовавшийся в результате объединения архейских террейнов на рубеже 1.9 млрд лет назад, является крупной тектонической структурой Азии. В пределах Сибирского кратона выделяются многочисленные этапы магматической активности, с которыми связано образование разнообразных месторождений полезных ископаемых. Сравнительный анализ данных по изучению состава, строения и термального состояния литосферной мантии под отдельными кратонами на разных временных срезах, зафиксированных в мантийных ксенолитах из разновозрастных кимберлитов, способен помочь лучше оценить влияние тектоно-термальных и сопряженных с ними метасоматических событий на алмазоносный потенциал кратонной литосферной мантии. Это позволит проводить поисковые работы на алмазные месторождения в регионе с учетом особенностей

строения и истории развития литосферы на данном участке кратона. Кроме того, в последнее десятилетие высокотехнологичный сектор экономики («hi-tech») развивается стремительно и нуждается в критических металлах и минералах, таких как литий, ниобий, редкоземельные элементы, флюорит и графит. Для этого требуются комплексные исследования фундаментальных проблем магматизма (в частности, кимберлитового) и связанного с ним рудогенеза, чтобы создавать научно-методические основы прогнозирования и поиска алмазных месторождений в структурах Сибирского кратона, в том числе его северных частей.

Методы. Материалом для исследования являются ксенокристаллы клинопироксена из концентрата тяжелой фракции кимберлита, по которым производится оценка температуры и давления с использованием мономинеральной термобарометрии. Подгонка линии геотерм к набору P-T данных производится двумя методами. Первый метод основан на модели Hasterok, Champain (2011), второй описан в работе Mather et al. (2011).

Результаты. Всего было построено 6 мантийных палеогеотерм для кимберлитовых полей Якутской алмазоносной провинции. По пересечению линии палеогеотермы с линией графит-алмаз и линии перехода литосфера-астеносфера была оценена мощность так называемого «алмазного окна». Для трубки Мирнинского поля все фильтры прошли 86 ксенокристаллов клинопироксена, для Верхнемунского – 188 зерен, для Куойкского – 309 зерен, для Далдынского – 77, для Накынского – 61, для Алакит-Мархинского – 143. Теплогенерация в мантии для всех полей принималась равной 0 как рекомендовано Mather et al. (2011) при моделировании палеогеотерм для кратонов. Потенциальная температура мантийной адиабаты была принята равной 1315°C. Теплогенерации верхней и нижней коры (0,760 и 0,076 мкВт/м³) предполагаются наиболее корректными для Сибирского кратона в соответствии с оценками Розен и др. (2009). Значения мощности верхней и нижней коры подбирались отдельно для каждого поля. За основу были взяты результаты по глубинным сейсмическим исследованиям, проведенным в СССР на сверхдлинных профилях с мирными ядерными взрывами (например, Pavlenkova, Pavlenkova, 2006). Были использованы профили Метеорит, Кимберлит, Кратон и Горизонт. Для Далдынского поля значения верхней и нижней коры составили 28 и 16 км, для Мирнинского – 25 и 18 км, для Верхнемунского – 23 и 33, для Куойкского – 30 и 12 км, Накынского – 22 и 18 км, для Алакит-Мархинского – 30 и 13 км.

Для тех полей, где для каждой трубки было отобрано не менее 15–20 зерен были реконструированы геотермы под отдельными трубками и далее произведено сопоставление полученных результатов мощности литосферы и теплового потока на поверхности. Если же количество зерен под отдельными трубками было меньше этого числа, геотерма строилась по общей выборке для поля, с учетом того, что трубки разновозрастны и находятся на небольшом удалении.

Выводы. Сопоставление результатов построения мантийных палеогеотерм по результатам данных ксенокристаллов было сделано для трех кимберлитовых полей – Мирнинского, Куойкского и Верхнемунского, так как для них получилась самая представительная выборка мантийного материала, что позволяет реконструировать геотермы с наибольшей достоверностью. Мощность литосферы в центральной части Сибирского кратона значительно отличается от ее северной окраины (Рис. 1).

Была показана высокая эффективность метода построения палеогеотерм с использованием ксенокристаллов клинопироксена, что является важным практическим выводом и может быть использовано горнодобывающими компаниями при оценке алмазного потенциала изучаемого региона.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10073, <https://rscf.ru/project/22-77-10073/>.

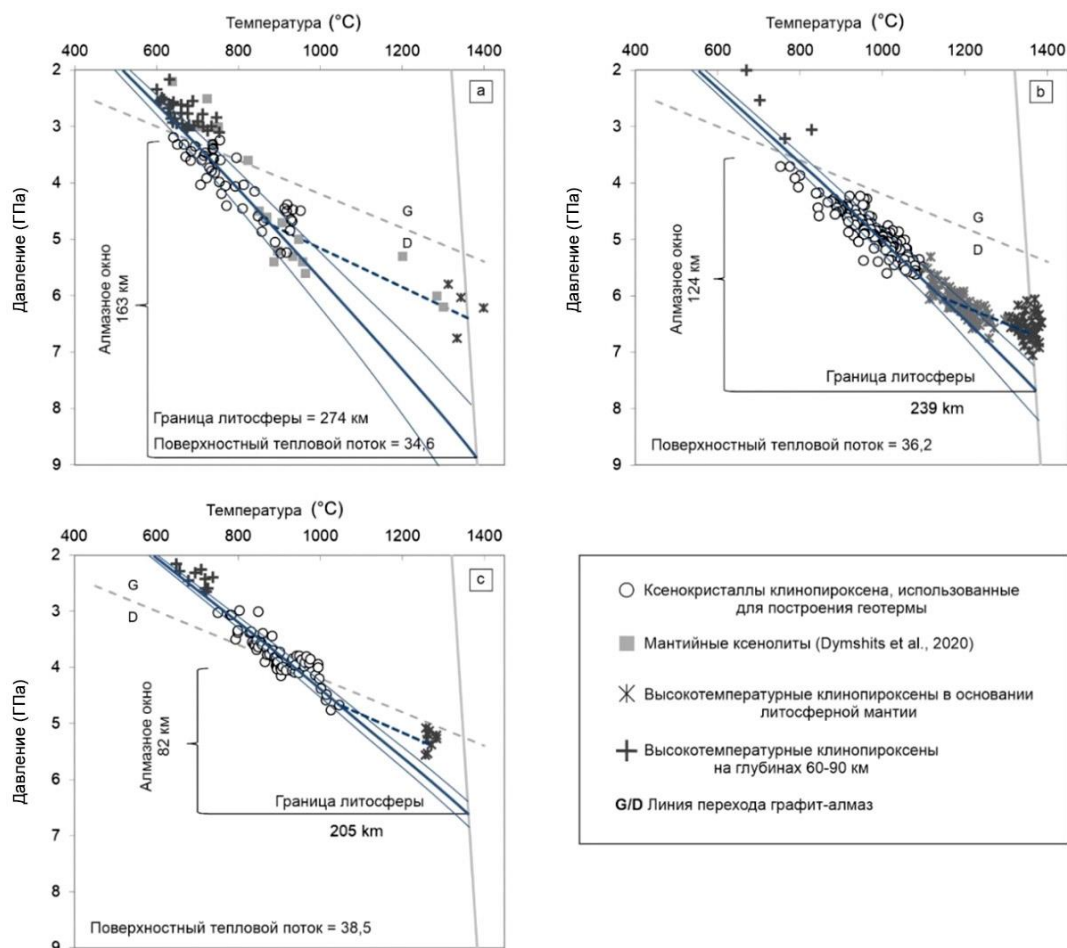


Рис. 1. Мантийные палеогеотермы, полученные на основе данных P–T ксенокристаллов клинопироксенов из кимберлитовых полей (а) Мирнинское поле; (б) – Верхнемунское поле; (с) – Куойкское поле. Тонкие линии – погрешность, пунктирная линия – гипотетический прогрев литосферной мантии.

Список литературы

1. Розен О.М., Соловьев А.В., Журавлев Д.З. Термальная эволюция северо-востока Сибирской платформы в свете данных трекового датирования апатитов из керна глубоких скважин // Физика Земли. 2009. Т. 10. С. 79–96
2. Hasterok D., Chapman D. S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth Plan. Sci. Lett. 2011. V. 307. № 1–2. P. 59–70.
3. Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // Lithos. 2011. V. 125. № 1–2. P. 729–742.
4. Pavlenkova G.A., Pavlenkova N.I. Upper mantle structure of the Northern Eurasia from peaceful nuclear explosion data // Tectonophysics. 2006. V. 416. P. 33–52.

ОСОБЕННОСТИ ГРАНАТОВ ИЗ КРИСТАЛЛИЧЕСКИХ СЛАНЦЕВ И ИХ КОРЫ ВЫВЕТРИВАНИЯ МУРХОЙСКОЙ СВИТЫ (НИЖНЕУДИНСКОГО РАЙОНА, ИРКУТСКОЙ ОБЛАСТИ)

Евсюкова А.А.

Воронежский государственный университет, Россия, 394018, г. Воронеж, Университетская площадь, 1, nastya.evsyukova.2016@mail.ru

Введение. Целью данной работы является сравнение морфологии и химического состава гранатов из сланцев и их коры выветривания участка «Черно-Бирюсинский».

Данный участок расположен на территории Нижнеудинского района Иркутской области в центральной части Восточного Саяна, в междуречье рек Агула и Уда, в бассейнах верховий р.р. Б. Бирюса, М. Бирюса и Ч. Бирюса Бирюса с месторождения Светино из мурхойской свиты.

В геологическом строении участка принимают участие рифейские стратифицированные терригенно-вулканогенно-карбонатные образования мурхойской (R_{1mrh}) и хорминской (инжигейской) (R_{2hm}) свит, среднерифейские магматические породы саржинского ($\delta\gamma R_{2sr}$) и мадарского (δR_{2md}) интрузивных комплексов, а также четвертичные отложения. (Салаев, 2012)

Порода является кристаллическим сланцем, эпидот-амфиболитовой фации, о чем свидетельствует присутствие граната с лепидогранобластовой структурой и сланцеватой текстурой (Перчук и др., 2015).

Гранаты кристаллических сланцев были изучены под растровым электронным микроскопом Jeol JSM-6380 LV с энергодисперсионным спектрометром INCA, так же был проведён микронзондовый анализ.

Описание кристаллосланцев. Шлиф №1. Основная масса образца сложена слюдами (биотит, мусковит), хлоритом. Отмечаются рудные минералы по всему образцу, в том числе и в гранатах, в совокупности, занимающие 10-12% от всей площади шлифа. Также присутствует кварц в породе, составляющий 15% от общей площади изучаемого образца. Гранаты с многочисленными разнонаправленными трещинами, некоторые из них ожелезнены, занимают около 35% всего шлифа. (Рис.1). Также наблюдаются углубления на поверхности минерала, часть из них заполнены предположительно кварцем.

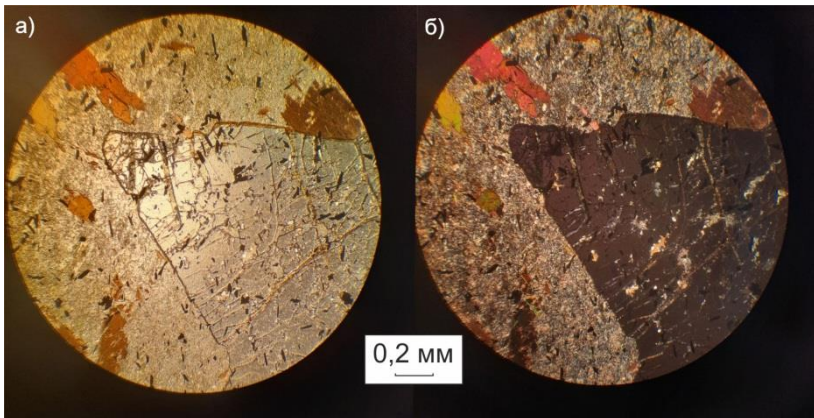


Рис. 1. Шлиф №1. Гранат с сетью трещин, а) параллельные николи, б) скрещенные николи.

Шлиф №2. Как и в первом шлифе, основную массу породы слагают слюды (биотит, мусковит), хлорит. Также отмечаются рудные минералы, занимающие 15% от всей площади. В данном шлифе наблюдается кварцевая жилка, общее процентное содержание которой составляет 40% от исследуемого образца (Рис.2). Площадь, занимаемая гранатами, примерно составляет 10-12%. В этих минералах наблюдаются различные сети трещин, из них малая часть ожелезнена или заполнена кварцем.

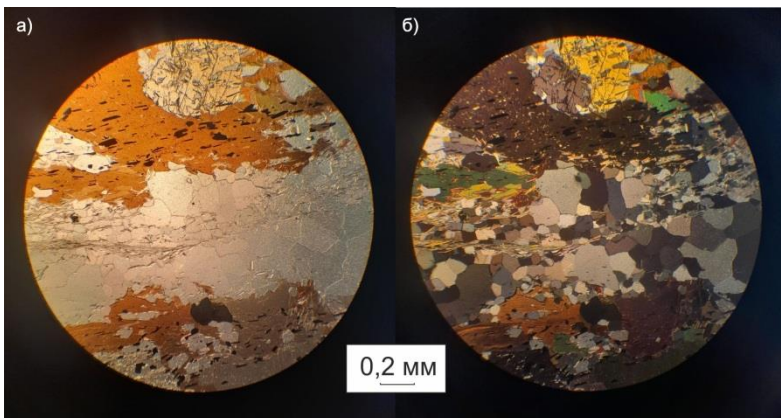


Рис. 2. Шлиф №2. Кварцевая жила, а) параллельные николи, б) скрещенные николи.

Шлиф №3. Большую часть породы занимают слюды (биотит, мусковит), хлорит. Рудные минералы слагают 5-8% от всей массы, а содержание кварца составляет 20%. В данном

образце гранаты занимают около 60% от всей площади (Рис. 3). Следует отметить, что здесь гранаты срослись, образуя единый кристалл неправильной формы. Трещины в минерале разнонаправленные, чаще всего пустые или ожелезнены, либо заполнены кварцем.

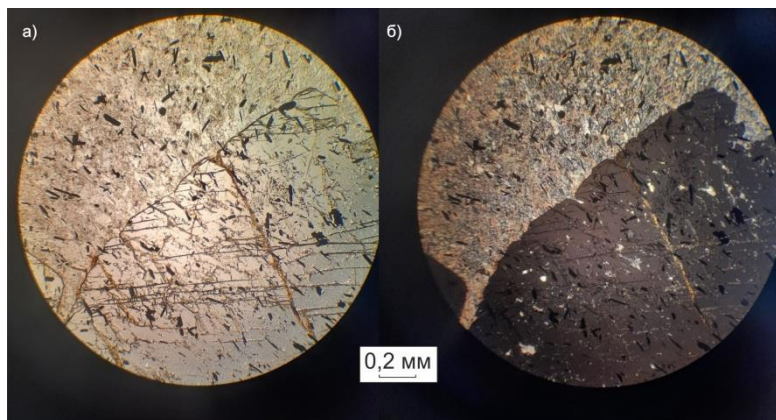


Рис. 3. Шлиф №3. Участок граната с разнонаправленными трещинами, а) параллельные николи, б) скрещенные николи.

Рудные образования представлены предположительно рутилом.

Морфология и химический состав гранатов. Гранаты имеют неправильную форму, интенсивно трещиноваты, вдоль трещин и по краям гранатов наблюдаются процессы лимонитизации. Так же имеются трещины разных размеров, которые заполнены мелким кварцем, ожелезнены либо же пустые.

Полученные результаты химического анализа гранатов были пересчитаны на основные миналы (табл. 2).

Таблица 1. Химический состав гранатов по данным микрозондового анализа (мас. %)

№ зерна	№ спектра	SiO ₂	TiO ₂	K ₂ O	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	Сумма
1	1	37,16	0,66	0,24	19,77	34,42	3,36	1,68	2,20	0,27	99,76
	2	37,62	0,74	0,32	18,97	37,78	0,00	2,32	1,33	0,42	99,50
	3	26,50	1,46	0,00	11,49	54,44	0,64	0,29	0,95	3,35	99,12
2	1	34,43	8,59	0,73	16,98	33,66	0,89	2,24	1,82	0,48	99,82
	2	39,23	0,22	0,20	18,26	31,43	1,91	1,97	6,68	0,10	100,00
3	1	38,64	0,00	0,00	19,14	36,60	1,71	1,41	2,01	0,49	100,00
	2	38,37	0,00	0,00	20,05	36,99	0,19	2,58	1,51	0,00	99,69

Таблица 2. Минальный состав гранатов (в %)

№ зерна	№ спектра	Andr	Gross	Alm	Spess	Prp	Сумма
1	1	0,81	5,88	78,13	8,08	7,11	100,00
	2	1,98	2,18	85,73	0,00	10,11	100,00
	3	4,77	0,00	90,66	2,54	2,03	100,00
2	1	0,00	6,50	79,87	2,51	11,12	100,00
	2	5,26	15,74	65,63	4,75	8,62	100,00
3	1	1,01	5,29	83,31	4,24	6,15	100,00
	2	0,00	4,56	84,13	0,45	10,85	100,00

Компонентный состав всех гранатов преимущественно альмандиновый (65,63 – 90,66%), на что указывает достаточно высокое содержание железа в исследуемых гранатах (31,43 – 54,44 мас.% Fe₂O₃). Второй, по значимости, минал – пироп. Его содержание в гранатах составляет от 2,03% до 11,12%, что связано с содержанием достаточно небольшого количества магния (0,29 – 2,58 мас.% MgO). Также в гранатах присутствует гроссуляровый компонент (до 15,74%), спессартиновый (до 8,08%) и андрадитовый (до 5,26%).

Для сравнительной характеристики были взяты результаты исследования гранатов из коры выветривания. Их типоморфные особенности характеризуются различной степенью трещиноватости и высоким содержанием альмандинового минала, подробно рассмотрены в работе (Евсюкова, 2021).

Точки брались таким образом, чтобы получился профиль зерна граната. В дальнейшем планируется продолжать работу в данном направлении, чтобы изучить больший объём зёрен гранатов и выявить другие закономерности в минералах.

Среднее содержание андрадитового компонента в гранатах из кристаллосланцев меньше, чем в гранатах из коры выветривания. Гроссулярового компонента в гранатах из сланцев больше в 2 раза, чем из коры выветривания. Альмандиновый минал приблизительно одинаковый в обоих образцах. Спессартиновый и пироповый компоненты разнятся незначительно.

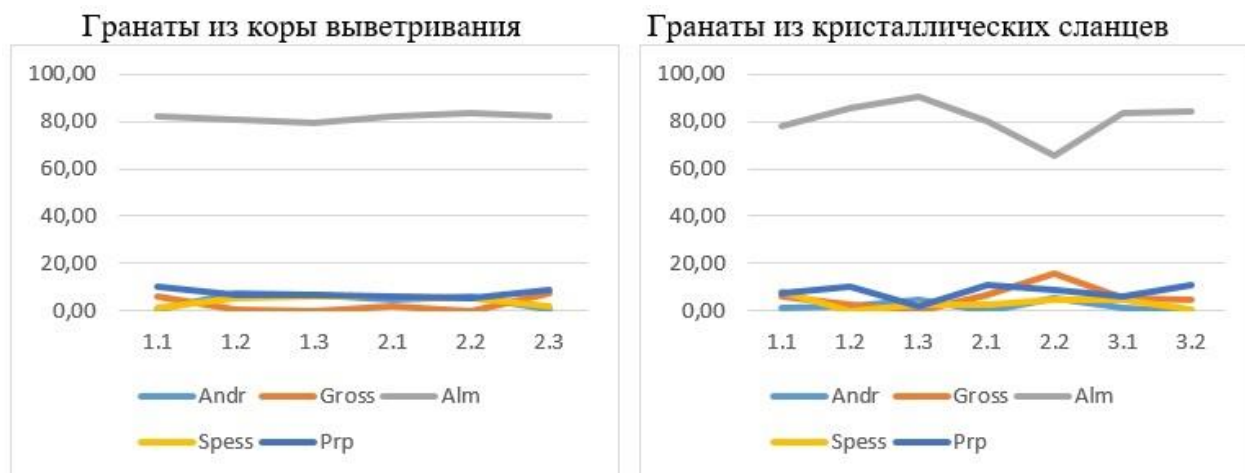


Рис. 4. Сравнительная характеристика по минеральному составу гранатов

Полученные графики показывают различия в химическом составе гранатов коры выветривания и гранатов из кристаллических сланцев. Гранаты коры выветривания отличаются постоянным химическим составом по всему профилю зерна. Химический состав гранатов из кристаллосланцев варьируется в пределах исследуемых профилей.

Выводы. Таким образом, в результате проведённых исследований установлено:

1. Гранаты мурхойской свиты нижнего рифея из коры выветривания по сланцам и неизменённым сланцев представлены, главным образом, альмандинами. Содержание железа в обоих образцах приблизительно одинаковое. Средние значения химических элементов в составе минералов разнятся на 0,1-0,2 мас. %.
2. Зерна гранатов из сланцев являются ксеноморфными гранатами, так как имеют неправильную форму кристалла в отличие от гранатов из коры выветривания, где те представляют собой идиоморфные минералы.
3. И те, и другие образцы имеют различные трещины. Это связано с их происхождением. При поднятии на поверхность давление становится меньше, гранаты начинают расширяться, в результате чего у них появляются трещины. Также не стоит исключать для гранатов из коры выветривания образование трещин из-за способа их добычи.
4. Исходя из анализа гранатов из коры выветривания можно сделать вывод о однообразном составе и едином источнике происхождения, при этом состав из кристаллических сланцев различен.
5. Зерно №2.2 из сланцев отличается повышением гроссулярового минала. Это может говорить о различных условиях формирования зёрен гранатов.

Результаты исследований выполнены на оборудовании геологического факультета и Центра коллективного пользования научным оборудованием Воронежского государственного университета: <https://ckp.vsu.ru>

Список литературы

5. Гармаев Б.Л., Татьков И.Г., Базаров А.Д. Комплексная геолого-геофизическая модель Гурбейского золоторудного проявления (Бирюсинский золотоностный район) // Геологический институт СО РАН, г. Улан-Удэ, Россия, 2016.

6. Евсюкова А.А. Гранаты из сланцев мурхойской свиты нижнего рифея (Нижнеудинский район Иркутская область, Россия) Материалы научной сессии студентов и аспирантов – 2022 // Науки о Земле. Геологические науки. Материалы научной сессии студентов и аспирантов ВГУ (г. Воронеж, 1-30 апреля 2022 г). / Воронеж, 2022. – 12 с
7. Перчук А. Л., Сафонов О. Г., Сазонова Л. В. и др. Основы петрологии магматических и метаморфических процессов: учебное пособие // А. Л. Перчук, О. Г. Сафонов, Л. В. Сазонова, П. Л. Тихомиров, П. Ю. Плечов, М. Ю. Шур. - М.: КДУ; Университетская книга, 2015. — 472 с.
8. Салаев А.В. Геология складчатых зон центральной части Восточного Саяна /А.В.Салаев. // Иркутск - 2012б. – 23 с.
9. Соболев Н.Б. Парагенетические типы гранатов // Издательство «Наука», Москва, 1964г.

ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИЕ ДАЙКИ ДОЛЕРИТОВ РАЙОНА ОЗ. КЕНАС (КАРЕЛЬСКИЙ КРАТОН, ФЕННОСКАНДИНАВСКИЙ ЩИТ): ОСОБЕННОСТИ СОСТАВА И УСЛОВИЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ

Егорова С.В.¹, Мельник А.С.², Степанова А.В.¹

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, egorova_sv@krc.karelia.ru

² Петрозаводский государственный университет

Рои мафических даек широко распространены на докембрийских щитах и обычны для протерозоя. Они рассматриваются как компоненты крупных магматических провинций, формирование которых может быть связано с подъемом глубинных мантийных плюмов. Поэтому дайки являются важным источником информации не только об условиях зарождения, последующей эволюции и кристаллизации расплавов, но и вносят значительный вклад в понимание геологической истории региона (Condie, 1997, Ernst et al, 1995, 2014, Coffin and Eldholm, 1994).

В восточной части Фенноскандинавского щита в северо-западной части Карельского кратона на участке Войница – Костомукша мафические дайки также имеют широкое распространение (Еин, 1984; Степанов, 1994). На данный момент надежно датированы и детально изучены 4 разновозрастных роя даек: (1) дайки оливиновых габброноритов с возрастом 2.45 млрд лет СВ простирания; (2) дайки долеритов субширотного простирания с возрастом 2.4 млрд лет, установленные в районе г. Костомукша; (3) дайки железо-титанистых толеитов с возрастом 2.3 млрд лет, формирующие рой СЗ простирания и (4) дайки толеитов MORB-типа ССЗ простирания с возрастом 2.12 млрд лет (Stepanova et al., 2015; Степанова и др., 2017). Каждый рой относится к отдельному внутриплитному магматическому событию и указывает на определенные процессы плавления мантии и растяжения.

Несмотря на детальное изучение возрастная принадлежность части выявленных в данном регионе даек не определена: они отличаются от датированных тел по геохимическим и петрографическим характеристикам. Например, такие дайки установлены \approx в 5 км к западу от деревни Вокнаволок на восточном побережье озера Кенас. Дайки имеют СЗ простирание, мощность варьирует от первых десятков см до первых метров, вмещающими для них являются габбронориты, возраст которых оценивается в 2.45 млрд лет (Stepanova et al., 2015).

По химическому составу дайки долеритов района оз. Кенас соответствуют базитам нормальной щелочности толеитовой серии, характерными для пород в целом являются выдержанные в пределах тела содержания титана $TiO_2=1.7$ вес. %. По содержанию MgO и Al_2O_3 породы значительно варьируют: MgO снижается от 15 вес. % в породах зоны закалки до 7 вес % в центральной части тела, Al_2O_3 соответственно возрастает от 10 вес. % до 15 вес. %. При этом концентрации других элементов, таких как SiO_2 , Fe_2O_3 , CaO , в пределах тела варьируют незначительно. Породы зон закалки рассматриваемых даек также характеризуются высокими содержаниями Cr и Ni (около 1000 ppm), тогда как в центре опробованных тел их концентрации составляют около 100 ppm. Все изученные породы имеют дифференцированный характер распределения РЗЭ ($[La/Sm]_n = 1.3-1.8$; $[Gd/Yb]_n = 1.5-2.4$). Важной особенностью пород является высокое содержание в них Cl : 600 ppm в центре тел и до 3000 ppm в зоне закалки.

Дайки долеритов оз. Кенас имеют хорошую сохранность. Зоны закалки в них сложены оливиновыми порфиритами, в единичных случаях встречаются вкрапленники авгита с включениями в них округлых зерен оливина ($Fo=73-84$) и хромита. Фенокристаллы оливина в большинстве случаев идиоморфны и имеют зональное строение: Fo снижается от 84 в центральной части зерен до 70 в краевой. Некоторые фенокристаллы оливина содержат включения идиоморфных и округлых зерен хромшпинели. Основная масса сложена авгитом, основным плагиоклазом, хлорсодержащей магнезиальной роговой обманкой и ильменитом.

В центральных частях даек (на удалении около 2 м от контакта) обнажаются среднезернистые оливиновые долериты, сложенные основным плагиоклазом (лабрадором), авгитом и оливином, более железистыми по составу чем вкрапленники Ol и Crx в зоне закалки. Структура пород преимущественно офитовая, местами габбро-офитовая, с элементами пойкилитовой. Метаморфические изменения проявлены в формировании амфиболовых каемок вокруг оливина и незначительном псевдоморфном замещении авгита амфиболом.

Характер соотношения вкрапленников оливина, клинопироксена и хромшпинели в породах зоны закалки предполагают, что начало кристаллизации пород, маркируется формированием хромшпинели, выполняющей включения, как в фенокристаллах оливина, так и клинопироксена. Чуть позже происходила кристаллизация вкрапленников оливина: температура их кристаллизации, полученная с использованием геотермометра оливин-расплав (Putirka et al., 2008), составляет $1283-1289^{\circ}C$. Следующий этап кристаллизации связан с формированием в промежуточной камере фенокристов авгита. По данным, полученным с использованием мономинерального Crx – геотермобарометра (Wang, 2021), он происходил при $P=3.5-7.8$ кбар и $T=1100-1255^{\circ}C$. Этап кристаллизации *in situ* отчетливо проявлен в породах зоны закалки: присутствие вулканического стекла и метельчатых плагиоклаз-пироксеновых сростаний свидетельствуют об очень быстром охлаждении и кристаллизации расплава. В породах центра дайки данный этап выражен в формировании крупных зерен авгита и лейст основного плагиоклаза. Кристаллизация авгитов центра тела по данным мономинерального Crx -геотермобарометра (Wang, 2021) проходила при $P=1.4-3.9$ кбар и $T=1073-1148^{\circ}C$.

Таким образом, дайки оливиновых долеритов района оз. Кенас по составу соответствуют базитам нормальной щелочности толеитовой серии. Характерной их особенностью являются высокие концентрации TiO_2 (1.7 вес. %) и Cl (до 3000 ppm в зоне закалки). По содержанию большинства петрогенных и редких элементов рассматриваемые дайки близки к дайками высоко- Cl метагаббро района оз. Печное Беломорского подвижного пояса (Stepanova et. al., 2021), возраст кристаллизации которых составляет 2.2 млрд лет. От силлов Большозера с возрастом 2.2 млрд лет (Степанова и др., 2014) рассматриваемые дайки отличаются более магнезиальным составом и, вероятно, представляют более глубинный срез питающей системы магматической провинции с возрастом 2.2 млрд лет на территории восточной части Фенноскандинавского щита, но существенно менее глубинный, чем силлы и дайки Беломорского подвижного пояса (Stepanova et. al., 2021).

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственной темы ИГ Кар НЦ РАН № 1022040600156-9-1.5.1.

Список литературы

1. Еин А.С. Дайки базитов Северо-западной Карелии // Интрузивные базиты и гипербазиты Карелии. – Петрозаводск, 1984. – С. 30–41.
2. Степанов В.С. Магматиты Пяозерского блока (петрохимические особенности и последовательность образования комплексов) // Докембрий Северной Карелии. – Петрозаводск: КНЦ РАН, 1994. – С. 118–170.
3. Степанова А.В., Ларионов А.Н., Ларионова Ю.О. Силлы 2.2 млрд лет в центральной части Карельского кратона: U-Pb геохронология циркона и геохимия габбро-долеритов района Большозера // Труды КарНЦ РАН. No 11. Сер. Геология Докембрия. 2018. С. 3–16.
4. Степанова А.В., Сальникова Е.Б., Самсонов А.В. и др. Дайки долеритов 2404 млн лет на Карельском кратоне – фрагмент палеопротерозойской крупной магматической провинции // Докл. АН. 2017. Т. 472. No 2. С. 185–191.
5. Coffin, M.F., and Eldholm, O. 1994. Large igneous provinces: crustal structure, dimensions, and external consequences. *Reviews of Geophysics*, 32(1): 1–36. doi:10.1029/93RG02508.

6. Condie, K.C. Sources of Proterozoic mafic dyke swarms: constraints from Th/Ta and La/Yb ratios. *Precambrian Res.* 1997. No 81. P. 3–14.
7. Ernst R.E., Head J.W., Parfitt E., Grosfils E., Wilson L. Giant radiating dyke swarms on Earth and Venus. *Earth Sci.* 1995. Rev 39. P. 1–58
8. Ernst R.E. Large igneous provinces. 2014. Cambridge University Press, Cambridge, UK
9. Putirka K.D. Thermometers and barometers for volcanic systems // *Rev. Mineral Geochem.* – 2008.
10. Stepanova A.V., Salnikova E.B., Samsonov A.V., Egorova S.V., Larionova Y.O., Stepanov V.S. The 2.31 Ga mafic dykes in the Karelian Craton, Eastern Fennoscandian Shield: U-Pb age, source characteristics and implications to the breakup processes // *Precambrian Research.* – 2015. – V. 259. – P. 43-57.
11. Stepanova A.V., Azimov P., Samsonov A.V., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionov A.N., Larionova Yu.O., Kervinen A.V., Stepanov V.S. Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: Origin and tectonic implications // *Lithos.* 2021. V. 400-401. Article 106377. V. 69 – P. 61–120.
12. Wang, X., Hou, T., Wang, M., Zhang, C., Zhang, Z., Pan, R., Marxer, F., and Zhang, H.: A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems, *Eur. J. Mineral.*, 33, 621–637.

ПЕТРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ФОНОЛИТОВ КОНТОЗЕРСКОГО КОМПЛЕКСА И ИХ СРАВНЕНИЕ С НЕФЕЛИНОВЫМИ СИЕНИТАМИ КОЛЬСКОЙ ЩЕЛОЧНОЙ ПРОВИНЦИИ

Забавчик Н.И.¹, Пахомовский Я.А.¹, Михайлова Ю.А.¹

¹Геологический Институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, n.zabavchik@ksc.ru

Введение. Кольская щелочная провинция (рис. 1) принадлежит Фенноскандинавской щелочной провинции, охватывающей Южную Норвегию, Швецию, Финляндию, а также Кольский полуостров и Карелию в России (Кухаренко и др., 1965). В пределах Кольского полуострова насчитывается более 20 щелочно-ультраосновных с карбонатитами массивов (Bulakh et al., 2004). В их число входят как всемирно известные Хибинский, Ловозерский, Ковдорский массивы, так и менее крупные, к числу которых относится Контозерский комплекс. Формирование щелочно-ультраосновных пород в провинции исследователи объясняют кристаллизацией нефелинитовых расплавов с образованием оливиновых и клинопироксеновых кумулатов, а также мелилититов, фойдолитов и нефелиновых сиенитов (Кухаренко и др., 1965; Arzamastsev et al., 2001). В отличие от интрузий, коими являются большинство массивов Кольской щелочной провинции, Контозерский комплекс – это палеовулкан и сложен он эффузивными породами, в том числе эффузивными разновидностями нефелиновых сиенитов – фонолитами. Изучение петрохимических особенностей фонолитов Контозера поможет выявить, какие сходства и различия есть между интрузивными и вулканическими щелочными породами в пределах Кольской щелочной провинции.

Материалы и методы. Изучено 27 образцов щелочных пород, из которых 8 – фонолиты Контозерского комплекса, 10 – фойяиты Хибинского массива и 9 – фойяиты Ловозерского массива. Исследование химического состава пород осуществлялось методами «мокрой» химии (ГИ КНЦ РАН); определение содержания редких земель в фонолитах Контозерского комплекса выполнено с помощью квадрупольного масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой ELAN 9000 (ЦКП «Геоаналитик», г. Екатеринбург), для Хибинского и Ловозерского массивов с помощью ELAN 9000 DRC-e (ЦКП ИППЭС КНЦ РАН, г. Апатиты); изображения в обратно-рассеянных электронах получены при помощи электронного микроскопа Leo 1450 с энергодисперсионным микроанализатором AZtec Ultimmax 100 (ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты).

Результаты. Фонолиты (рис. 2а) распространены в средней (вулканогенной) толще Контозерского вулканогенно-осадочного комплекса, они представляют собой породы с порфировой структурой и массивными или флюидальными текстурами. Породообразующими минералами являются К-Na полевые шпаты, нефелин и клинопироксены (диопсид, эгирин-авгит и эгирин). В качестве второстепенных выступают титанит, щелочные амфиболы и аннит. К числу аксессуарных минералов относятся фторapatит, циркон, ильменит, магнетит, рутил, пирит, флюорит, бадделейт, целестин, давсонит и барит. Кроме того, в минеральном составе фонолитов присутствуют вторичные минералы, образовавшиеся в результате метасоматических

процессов, прежде всего, кальцит и сидерит, а также минералы, замещающие нефелин: натролит, мусковит и нордстрандит.



Рис.1. Местоположения различных щелочных интрузий (PZ) Балтийского щита: 1-Хибины; 2-Ловозеро; 3-Нивский; 4-Маврагуба; 5-Ковдор; 6-Сокли; 7-Салланлатва; 8-Вуориярви; 9-Кандагуба; 10-Африканда; 11-Озёрная Варака; 12-Лесная Варака; 13-Салмагора; 14-Ингозеро; 15-Турий мыс; 16-Курга; 17-Контозеро; 18-Ивановка; 19-Себляярв; 20-Песочный (по Балаганский и др., 2002).

В Хибинском массиве распространение эффузивных пород ограничено, они представлены поздними дайковыми телами (Арзамасцев и др., 1988). Гораздо шире распространены нефелиновые сиениты (фойяиты), слагающие большую часть массива. Фойяиты характеризуются массивными и трахитоидными текстурами (трахитоидность обусловлена субпараллельной ориентировкой кристаллов калиевого полевого шпата) и крупнозернистой структурой. Породообразующими минералами являются калиевый полевой шпат, нефелин и эгирин-авгит, а второстепенными – титанит, содалит, лампрофиллит, минералы группы эвдиалита и другие. Также в породе присутствуют разнообразные акцессорные минералы класса цирконо- и титаносиликатов, силикофосфатов, редкоземельных минералов. Вторичные минералы в основном развиваются по нефелину; к ним относятся канкринит, содалит, натролит и гиббсит.

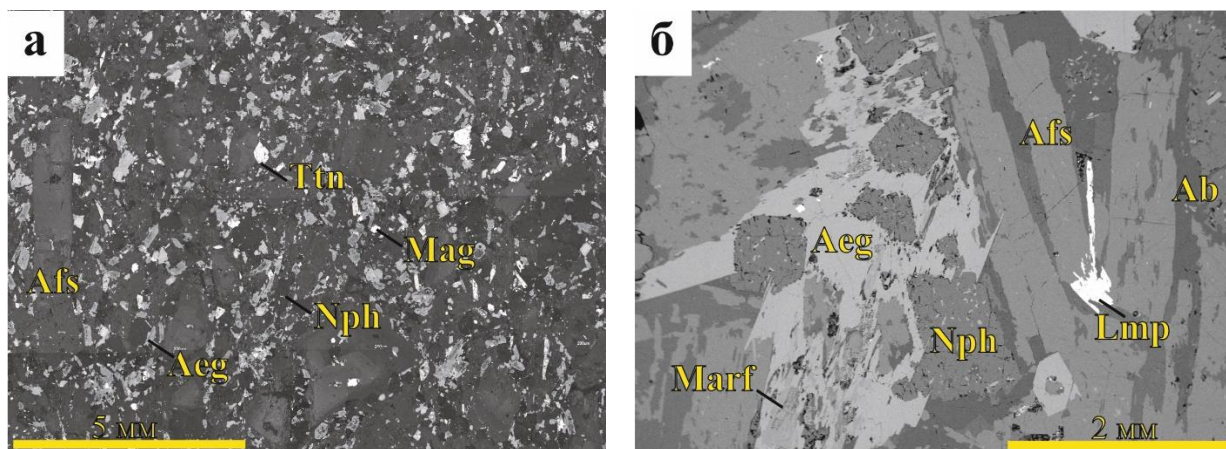


Рис. 2. Щелочно-ультраосновные породы: а – фойолиты Контозерского комплекса; б – фойяиты Ловозерского массива. Изображения в обратно-рассеянных электронах.

Nph – нефелин; Afs – полевой шпат; Aeg – эгирин; Mag – магнетит; Ttn – титанит; Marf – магнезиоарфведсонит, Ab – альбит, Lmp – лампрофиллит.

В пределах Ловозерского массива фанолиты представлены немногочисленными дайковыми телами, однако их изучение исследователями не проводилось. Близкие к ним породы – фойяиты дифференцированного комплекса (рис. 2б), который составляет основной объем массива (Пеков, 2001). Текстурно-структурные особенности и минеральный состав фойяитов соответствует аналогичным породам Хибинского массива.

Таблица 1. Репрезентативные химические анализы фанолитов Контозерского комплекса и нефелиновых сиенитов (фойяитов) Хибинского и Ловозерского массивов (мас.%).

№обр.	Контозеро		Хибины		Ловозеро	
	КТ-25/4	КТ-27/5-1	КН-16	КН-23	750	2053
SiO ₂	56,33	57,11	56,46	54,5	51,42	48,67
TiO ₂	0,86	1,68	1,06	0,86	1,72	1,63
ZrO ₂	0,08	0,08	0,10	0,05	0,14	0,08
Al ₂ O ₃	19,19	17,29	20,96	20,91	17,03	22,44
Fe ₂ O ₃	2,86	2,3	1,22	3,09	6,91	6,04
FeO	1,9	2,8	1,8	1,3	1,3	0,7
MnO	0,14	0,14	0,14	0,22	0,25	0,14
MgO	0,57	1,24	0,52	0,33	0,57	0,41
CaO	1,15	2,98	1,05	0,82	1,46	0,79
SrO	0,25	0,29	0,28	0,20	0,14	0,24
Na ₂ O	7,75	5,22	9,50	10,38	10,61	13,97
K ₂ O	6,41	5,08	5,76	5,90	4,76	3,24
Li ₂ O	н.у.о.	н.у.о.	0,01	0,01	0,01	0,01
P ₂ O ₅	н.у.о.	0,01	0,12	0,06	0,07	0,02
Cr ₂ O ₃	0,03	0,21	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.	н.у.о.
Zn	н.у.о.	н.у.о.	0,01	0,02	0,03	0,02
H ₂ O ⁺	0,14	0,18	0,14	0,26	0,41	0,15
ППП	0,92	1,71	0,63	0,43	2,57	1,75
F	0,04	0,22	0,08	0,05	0,02	0,01
Cl	0,02	н.у.о.	0,01	0,05	0,06	0,01
CO ₂	0,7	1,2	0,2	0,1	0,1	0,1
S _{общ.}	0,25	0,12	0,01	0,15	0,03	0,04
сумма	99,58	99,95	100,08	99,71	99,54	100,40

н.у.о. – ниже уровня определения.

Химические составы фанолитов Контозерского комплекса и фойяитов Хибинского и Ловозерского массивов (табл. 1) в целом схожи. Однако наблюдаются и отличия, которые заключаются в более высоком содержании Na₂O в Хибинских и Ловозерских породах (9,50-10,38 и 10,61-13,97 мас.%, соответственно), чем в Контозерских (5,22-7,75 мас.%), а также различия в содержании TiO₂: фойяиты Ловозера более высокотитанистые (1,63-1,72 мас.%), чем породы Хибинского массива (0,86-1,06 мас.%) и Контозерского комплекса (0,86-1,68 мас.%). Помимо этого, фанолиты Контозерского комплекса обладают высоким содержанием CO₂ (0,70-1,24 мас.%).

Спектры редкоземельных элементов в породах Контозерского и Хибинского массивов (рис. 3) являются схожими и в то же время отличными от спектров для пород Ловозерского массива. Так, в фанолитах Контозера отмечено наличие положительной Eu-аномалии (Eu/Eu*=0.99-1.87), тогда как в фойяитах Хибин она практически отсутствует (Eu/Eu*=0.87-1.00), в Ловозерских породах Eu-аномалия отрицательная (Eu/Eu*=0.69-0.81). Принято считать, что наличие/отсутствие европиевой аномалии обусловлено с высокой/низкой степенью фракционирования плагиоклаза, где он аккумулируется, (Балашов, 1976), однако в таком случае она присутствовала бы в породах всех рассматриваемых массивов, ввиду их генетической и минералогической близости. Вероятнее всего, появление положительной Eu-аномалии в фанолитах связано с тем, что европий может накапливаться в окислительной среде при постмагматических процессах (Балашов, 1976), например метасоматозе (карбонатизации), активно проявившемся в пределах Контозерского вулканогенно-осадочного комплекса.

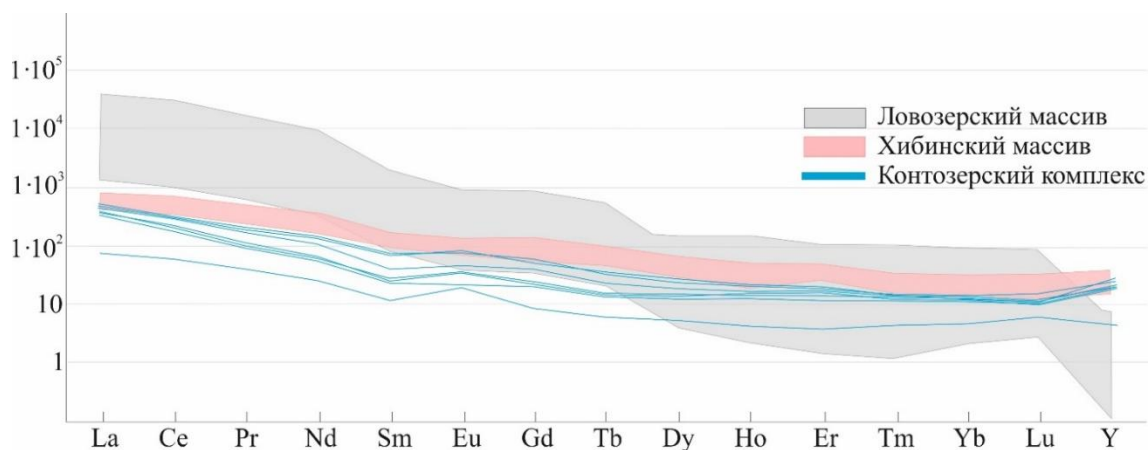


Рис.3. Нормированные к хондриту C1 (Sun, McDonough, 1989) спайдердиаграммы распределения редкоземельных элементов в фойюитах Хибинского и Ловозерского массивов.

Заключение. Фонолиты Контозерского комплекса, а также фойюиты Хибинского и Ловозерского массивов являются продуктами кристаллизации щелочной магмы. Они характеризуются некоторыми общими признаками, например, условия и время образования, схожий минеральный и химический состав. Однако присутствуют некоторые различия:

1. Тектурно-структурные особенности. Обусловлены прежде всего типом внедрения в земную кору: эффузивы (Контозеро) характеризуются порфировой структурой и массивными или флюидалными текстурами; интрузивы (Хибины, Ловозеро) – породы с крупнозернистой структурой, массивными и трахитоидными текстурами.
2. Акцессорные и вторичные минералы. Хибинский и Ловозерский массивы отличаются большим разнообразием минеральных видов, что связано с условиями образования интрузий: медленное остывание с возможностью поэтапной кристаллизации. В случае Контозерского комплекса, кристаллизация происходила быстро. Вторичнообразованные минералы в фонолитах – это прежде всего карбонатные минералы, в то время как в Хибинах и Ловозере вторичные минералы наиболее часто развиваются по нефелину.
3. Породы Контозерского комплекса обогащены CO_2 и обеднены Na_2O по сравнению с Хибинами и Ловозером. Наличие углерода в фонолитах объясняется присутствием первичного карбоната на всех стадиях эволюции комплекса (Забавчик и др., 2023), что также отражается в его минералогии.
4. Метасоматоз. На заключительной стадии формирования Контозерского проявился карбонатитовый вулканизм, под влиянием которого были интенсивно переработаны все породы, в том числе фонолиты, в то же время, нефелиновые сиениты Хибин и Ловозера сохраняют первоначальные особенности и не подвергались столь интенсивным преобразованиям. Метасоматические изменения пород проявляются в особенностях спайдердиаграмм (появлении Eu-аномалии в фонолитах).

Работа выполнена при финансовой поддержке проекта РФФ № 21-47-09010.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Каверина В.А., Полежаева Л.И. Дайковые породы Хибинского массива и его обрамления. – Апатиты: КНЦ РАН, 1988. 86 с.
2. Балаганский В.В. Главные этапы тектонического развития северо-востока Балтийского щита в палеопротерозое. Автореф. дис. д-ра геол.-мин. наук. СПб. 2002. 32 с.
3. Герасимовский В.И., Волков В.П., Когарко Л.Н., Поляков А.И., Сапрыкина Т.В., Балашов Ю.А. Геохимия Ловозёрского щелочного массива. М.: Наука, 1966. 395 с.
4. Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов. – М.: Наука, 1976. 265 с.
5. Забавчик Н.И., Пахомовский Я.А., Михайлова Ю.А. Петрохимическая характеристика пород Контозерского вулканогенно-осадочного комплекса // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. 20. С. 96–102. <https://doi.org/10.31241/FNS.2023.20.010>

6. Кухаренко А. А., Орлова М. П., Булах А. Г., Багдасаров Э. А., Римская-Корсакова О. М., Нефедов Е. И., Ильинский Г. А., Сергеев А. С., Абакумова Н. Б. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. Москва: Недра, 1965. 772 с.
7. Пеков И. В. Ловозерский массив: история исследования, пегматиты, минералы. – М.: Земля, 2001. 464 с.
8. Arzamastsev A. A., Glaznev V. N., Arzamastseva L. V., Bea F., Montero P. Kola alkaline province in the Paleozoic: evaluation of primary mantle magma composition and magma generation conditions // Russian Journal of Earth Sciences. 2001. V. 3. № 1. P. 1–32. <https://doi.org/10.2205/2001ES000054>
9. Bulakh A. G., Ivanikov V. V., Orlova M. P. Overview of carbonatite-phoscorite complexes of the Kola Alkaline Province in the context of a Scandinavian North Atlantic Alkaline Province // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province / F. Wall, A. N. Zaitsev (Eds.). London: Mineralogical Society of Great Britain and Ireland. 2004. P. 1–43. <https://doi.org/10.1180/MSS.10.1>
10. Sun S. S., McDonough W. F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society. London, Special Publications. 1989. T. 42. №. 1. P. 313-345.

СЕЙСМОЛОГИЧЕСКИЕ НАБЛЮДЕНИЯ ПРИ ДОБЫЧЕ КАЛИЙНЫХ СОЛЕЙ ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Злобина Т.В.¹, Шулаков Д.Ю.²

1 Горный институт УрО РАН, tati.verkholantseva@gmail.com

2 Горный институт УрО РАН, shulakov@mi-perm.ru

Введение. Верхнекамское месторождение калийных солей (ВКМКС) находится в пределах Пермского края на левобережье р. Камы. Месторождение приурочено к центральной части Соликамской впадины Предуральского краевого прогиба. Со времени открытия калийных залежей в верховьях реки Камы профессором П.И. Преображенским 6 октября 1925 г. прошло более 90 лет. В 1927 г. на Верхнекамском месторождении калийных солей началось строительство первого рудника, который был пущен в эксплуатацию в 1934 г. В настоящее время месторождение обрабатывается пятью рудниками. Еще три рудника на ВКМКС находятся в разной степени готовности (Барях и др., 2022).

Провалы на ВКМКС. Одна из особенностей разработки водорастворимых руд Верхнекамского месторождения обусловлена необходимостью защиты горных выработок от проникновения пресных или слабоминерализованных вод. Несмотря на применяемые меры, в практике эксплуатации месторождения имеют место случаи аварийного затопления рудников и появление провалов на земной поверхности. Так, в ночь с 26 на 27 июля 1986 года севернее солеотвала комбината БКПРУ-3, в лесном массиве, образовался первый провал, который сопровождался взрывом газов и мощными световыми вспышками (Лаптев, 2011).

В октябре 2006 года на одном из участков БКПРУ-1 было обнаружено увеличение притока рассола, а 28 июля 2007 года на территории рудника в районе фабрики технической соли произошёл провал земли. В результате обрушения грунта размеры воронки составляли 50 на 70 метров, глубина – около 15 метров. Воронка образовалась в месте прорыва грунтовых вод в рудник (Лаптев, 2011). После затопления всего выработанного пространства рудника БКПРУ-1 и восстановления уровней поверхностных вод суффозионно-карстовые процессы в толщах горных пород не прекратились и привели к образованию еще других крупных провалов. 25 ноября 2010 г. в полукилометре от провала 2007 г. в момент движения грузового железнодорожного состава под землю провалился вагон с удобрениями. Далее на этом месте сформировался новый провал размером 100 на 50 м и глубиной около 90 м (Осипов и др., 2014).

Еще одна крупная авария произошла 5 января 1995 г. на Втором Соликамском руднике (СКРУ-2). Вследствие обрушения пород в отработанных камерах второй северо-восточной панели произошло образование мульды сдвижения на земной поверхности размерами 450 на 450 м и глубиной 4.5 м. Сейсмическими станциями данное событие было зарегистрировано как техногенное землетрясение с магнитудой $M_b = 4.7$ (Маловичко, 2004). Позже в 2014 г. в районе образовавшейся мульды по геофизическим данным были отмечены негативные изменения в состоянии водозащитной толщи. В ноябре этого же года здесь зарегистрированы ряд сейсмических событий. 18 ноября непосредственно над опасной зоной сформировался

провал размером 20 на 30 м (Барях и др., 2022). Рисунок 1 демонстрирует фотографию аварийной зоны над шахтным полем СКРУ-2.

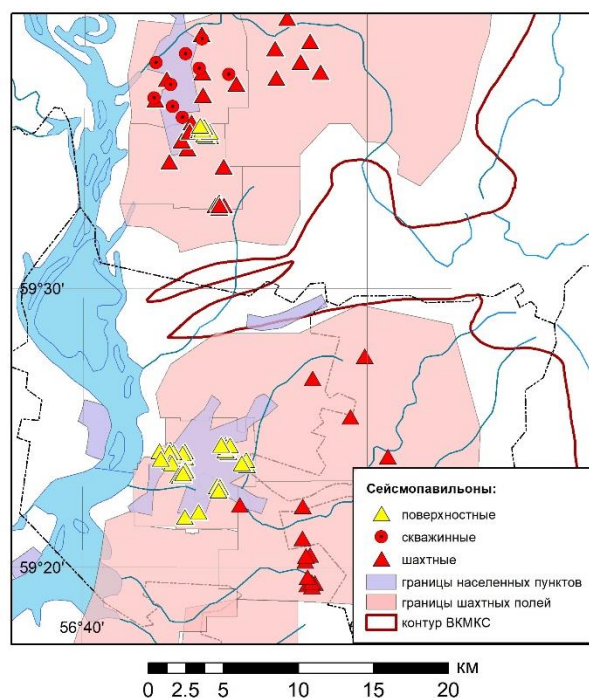


Рис. 1. Провал, произошедший в 2014 году (фото – август 2018 г.)

Рис. 2. Расположение сейсмодатчиков на территории Верхнекамского месторождения

Сейсмологический мониторинг. С целью обеспечения безопасной отработки ВКМКС на всех действующих рудниках ведется мониторинг, включающий в себя геофизические, геомеханические и маркшейдерские наблюдения. Важной частью этого комплекса является система непрерывного сейсмологического мониторинга, позволяющего с высокой оперативностью отслеживать динамику процессов разрушения в горных породах в пределах значительных территорий.

В настоящее время системами сейсмологического мониторинга охвачены все действующие рудники: три в г. Соликамске и два в г. Березники. На каждом из шахтных полей действует от 6 до 16 сеймопавильонов, однако пространственное распределение их неравномерно и зависит как от горнотехнической обстановки, так и от физической возможности установить регистрирующее оборудование (Шулаков и др., 2018). На рисунке 2 отображено пространственное распределение сеймопавильонов на территории обрабатываемых рудников. Подробное описание, история создания, решаемые задачи сейсмологических наблюдений в калийных шахтах Урала описаны в статьях (Шулаков и др. 2018; Дягилев и др., 2013; Маловичко и др., 2008).

Ежегодно на территории каждого из шахтных полей регистрируется от нескольких десятков до нескольких сотен сейсмических событий, преимущественно связанных с разрушениями несущих элементов горных выработок или вывалами из их кровли. Данные в режиме, близком к реальному времени, поступают в информационно-обрабатывающий центр в г. Перми, где проводится типизация сейсмических событий, определение параметров их очагов, составление каталога. В данной статье будет описана основная информация, получаемая с помощью сейсмических наблюдений при добыче калийных солей на одном из рудников Верхнекамского месторождения. Выбор этого шахтного поля обусловлен тем, что данный рудник является самым «старым» – отработка ведется более 85 лет, а также на его территории непрерывные сейсмологические наблюдения проводятся уже в течение 25 лет. На остальных рудниках мониторинг начался позже и плотность сети сеймопавильонов на них заметно ниже.

Результаты мониторинговых сейсмологических наблюдений на одном из рудников ВКМКС. Шахтное поле данного рудника территориально расположено на северном крыле Соликамского участка Верхнекамского месторождения, простирается на 6.5 км в меридиональном направлении и на 6.2 – в широтном. Промышленными пластами на шахтном поле являются пласты АБ, Вк, Вс, КрII. В настоящее время данный рудник является единственным на ВКМКС, добывающим карналлит (пласт Вк).

Сейсмологические наблюдения на данном шахтном поле были начаты в 1995 году. В самом руднике в настоящее время установлено 7 сеймопавильонов. Они оснащены вертикальными сейсмоприемниками СМЗ-КВ, позволяющими регистрировать сейсмические сигналы в диапазоне частот от 0.5 до 100 Гц. Посредством кабельных телеметрических линий связи сейсмоприемники связаны с наземными регистрирующими модулями, которые в непрерывном режиме принимают сигналы сейсмоприемников и фиксируют сейсмические события (Маловичко и др., 2008). Летом 2022 года мониторинговая система была дополнена сеймопавильонами, установленными на земной поверхности над горными выработками. Каждый такой сеймопавильон оборудован 3-компонетным сейсмометром с собственной частотой 2 Гц, установленным в 10-метровой скважине, и автономным регистрирующим модулем.

За период с 2000 по 2022 года на данной территории зарегистрировано более 3000 сейсмических событий, связанных с деформационными процессами в подработанном массиве горных пород. Суммарная энергия сейсмических событий, произошедших на территории рудника, составила 1336 кДж. На рисунке 3 представлен график энергетического параметра E_{Σ} – суммарной выделившейся сейсмической энергии в временном окне длительностью три месяца для всей территории рудника. Как видно из него, выделение сейсмической энергии достаточно стабильно и находится в диапазоне от 2 до 30 кДж/мес.

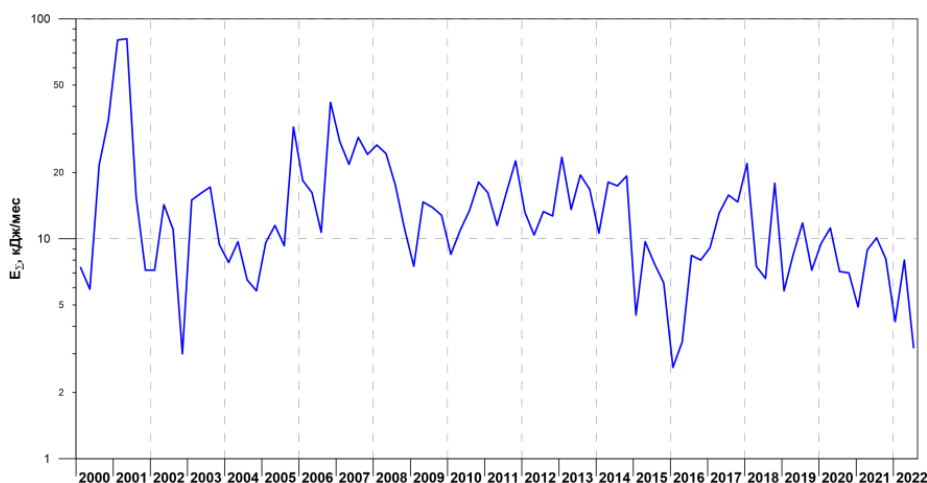


Рис.3. Динамика выделения сейсмической энергии в 2000-2022 гг.

На рисунке 4 показаны эпицентры сейсмических событий, зарегистрированные за 2000, 2010 и 2020 гг., а также года отработки блоков на данной территории. Анализируя данный рисунок, можно отметить, что зарегистрированная сейсмичность не связана с текущими горными работами. Сейсмические события в данном случае реализуются через некоторое время от отработки. Это связано с тем, что калийные соли разрушаются не сразу. Согласно работе (Асанов и др., 2008), основные разновидности соляных пород Верхнекамского месторождения не являются удароопасными, т.к. показатели хрупкости не достигают критических значений. При этом сильвинит и каменная соль имеют ярко выраженный пластический характер деформации. Наиболее склонной к хрупкому разрушению является карналлит. Более подробно в статье (Дягилев и др., 2018) описан анализ влияния различных горнотехнических параметров на уровень зарегистрированной сейсмичности.

Выводы. Более чем двадцатипятилетний опыт ведения сейсмологических наблюдений на рудниках ВКМКС показал их эффективность и информативность для решения вопросов безопасной отработки месторождения и планирования горных работ в рудниках. Непрерывные

наблюдения позволили сформировать уникальную базу данных сейсмических событий, которая дает возможность выделять зоны повышенной сейсмической активности. Выявление таких зон и контроль за их миграцией во времени позволяют своевременно принять меры защиты и проконтролировать эффективность их применения.

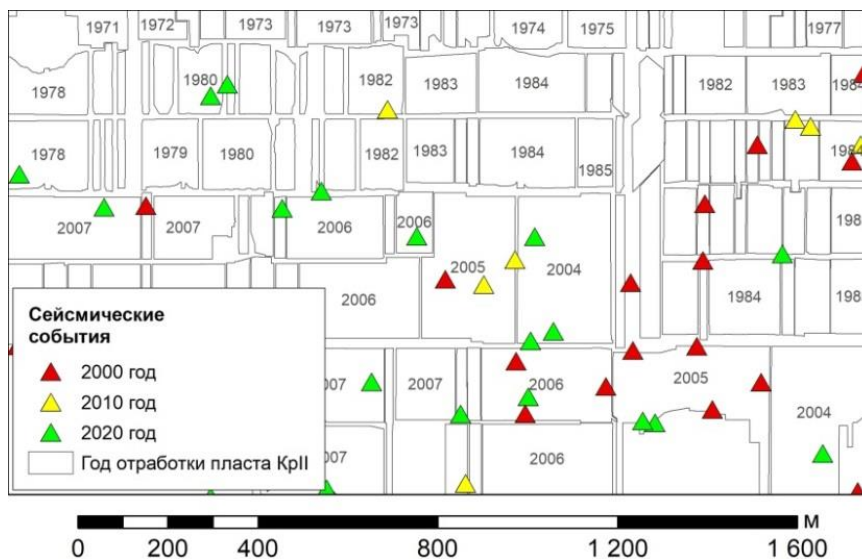


Рис. 4. Карта эпицентров сейсмических событий, зарегистрированных в разные годы

Благодарности. Исследование выполнено при финансовой поддержке Министерства науки и образования РФ в рамках соглашения по государственному заданию № 075-03-2021-374 от 29 декабря 2020 г. (рег. номер 122012000401-7).

Список литературы

1. Асанов В.А., Паньков И.Л., Гурко И.В. Хрупкое разрушение соляных пород // Горный информационно-аналитический бюллетень. – 2005. – №7. – С. 137-142.
2. Барях А.А., Смирнов Э.В., Квиткин С.Ю., Тенисон Л.О. Калийная промышленность России: проблемы рационального и безопасного недропользования. Горная промышленность. – 2022. – №(1):41–50. – С. 41-50. <https://doi.org/10.30686/1609-9192-2022-1-41-50>
3. Дягилев Р.А., Злобина Т.В., Шулаков Д.Ю. Глава 3.2. Техногенная сейсмичность в калийных рудниках Верхнекамского месторождения // В книге: Геомеханические поля и процессы: экспериментально-аналитические исследования формирования и развития очаговых зон катастрофических событий в горнотехнических и природных системах. Новосибирск, 2018. – С. 80-94.с.
4. Дягилев Р.А., Шулаков Д.Ю., Верхованцев А.В., Глебов С.В. Мониторинг сейсмических процессов в калийных рудниках: результаты наблюдений и перспективы развития // Горный журнал. – 2013. – № 6. – С. 50-54.
5. Лаптев Б.В. Историография аварий при разработке соляных месторождений // Безопасность труда в промышленности. – 2011. – №12. – С.41-46.
6. Маловичко А.А., Маловичко Д.А., Дягилев Р.А. Сейсмологический мониторинг на рудниках Верхнекамского месторождения калийных солей // Горный журнал. – 2008. – № 10. – С. 25-29.
7. Маловичко, Д. А. Изучение механизма Соликамского землетрясения 5 января 1995 года // Физическая мезомеханика. – 2004. – Т. 7, № 1. – С. 75-90.
8. Осипов В.И., Барях А.А., Санфиоров И.А., Мамаев Ю.А., Ястребов А.А. Карстовая опасность при затоплении калийного рудника в г. Березники Пермского края Российской Федерации // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. – 2014. – №4. – С. 356-361.
9. Шулаков Д.Ю., Бутырин П.Г., Верхованцев А.В. Сейсмологический мониторинг Верхнекамского месторождения: задачи, проблемы, решения // Горный журнал. – 2018. – № 6. – С. 25-29. – DOI 10.17580/gzh.2018.06.05.

ИСТОЧНИКИ КРЕМНЕЗЕМА ДЛЯ ПОЗДНЕМЕЛОВЫХ СИЛИЦИТОВ НИЖНЕБЕРЕЗОВСКОЙ ПОДСВИТЫ

Зуева О.А.¹, Рудык А.Э.¹, Шмыглева П.К.¹

¹ РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, oa_zueva@mail.ru

Введение. Глинисто-кремнистые породы нижнеберезовской подсвиты верхнего мела являются уникальным с точки зрения литологических характеристик, генезиса, минералогии, структуры пустотного пространства объектом в нефтегазовой геологии. Их очень высокая пористость, достигающая 40-45%, и очень низкая проницаемость, не превышающая 1-2 мД, позволяет отнести газовые ресурсы, приуроченные к этим отложениям, к трудноизвлекаемым запасам. Для изучения их минерального состава, параметров структуры пустотного пространства и условий формирования были применены специальные методические приемы, предусматривающие использование и комплексный анализ результатов широкого спектра лабораторных исследований, включающий оптическую микро- и стереоскопию, растровую электронную микроскопию, рентгеноструктурный анализ, микротомографию.

Минеральный состав глинисто-кремнистых пород нижнеберезовской подсвиты представлен кварцем, кристобалитом, опалом, монтмориллонитом, иллитом. Среди аксессуарных минералов преобладают цеолиты (клиноптилолит и гейландит), а также пирит, реже отмечаются калиевые полевые шпаты, плагиоклазы, ангидрит.

В этих породах достаточно дискуссионной является проблема источника кремнистого материала и механизма кремнистого минералообразования. Вероятно, источником кремнистого вещества, являющегося основным компонентом пород, были вулканические и биогенные процессы, а также привнос терригенного материала с континента. Привносимый с континента обломочный материал присутствует в породах в крайне незначительном количестве, поэтому вряд ли континентальный источник кремнезема являлся основным. Биогенный кремнезем, видимо, играл значительно более существенную роль. В породах наблюдается значительное количество остатков кремнистого планктона, сложенного опалом и кристобалитом. Но больший объем биогенного кремнезема сосредоточен в бактериальных образованиях, которые преобразовывали растворенный кремнезем в разнообразные морфологические элементы структуры пород. Бактериальные микроорганизмы преобразовывали геохимическую среду диагенеза исследуемых отложений. Многочисленные коккоидные формы, трихомы бактерий, как правило, минерализованы кристобалитом, образующим игольчатые сростки. Отмечаются также многочисленные бактериальные биоплёнки, минерализованные глинистыми минералами, в основном монтмориллонитом, на поверхности которых отмечаются многочисленные нанокристаллы кварца.

Литологическая характеристика нижнеберезовской подсвиты. Исследуемые породы нижнеберезовской подсвиты различаются по минеральному составу, текстуре, структуре и составу породообразующих организмов.

В минеральном составе пород преобладают кварц, кристобалит, монтмориллонит, а также иллит, в качестве аксессуарных минералов присутствуют цеолиты (клиноптилолит и гейландит), а также пирит и калиевые полевые шпаты, плагиоклазы.

Текстурные характеристики пород во многом определяются многочисленными следами жизнедеятельности роющих организмов, среди которых преобладают *Phycosiphon-Nereites* (+*Paleophycus*). Растровая электронная микроскопия позволила выявить особенности строения и минерализации ходов илоедов. Было выявлено, что часть ходов заполнена глобулями пирита, имеющими бактериальную природу, а также кристобалитовыми бактериальными сферами. Иные виды ходов заполнены аутигенными зёрнами глауконита, обломочными зёрнами кварца и полевого шпата. Кроме того, в ходах илоедов встречаются агрегатные скопления глинистых минералов. Часть ходов может быть нацело выполнена кристаллами цеолитов. Кроме того, стенки ходов роющих организмов могут быть выполнены пиритом, кристобалитом, цеолитом, ангидритом и кальцитом.

Основными породообразующими организмами для отложений нижеберезовской подсвиты являются радиолярии, диатомеи, губки. Главную роль в минералообразовании играли различные бактериальные формы, которые преобразовывали растворенный кремнезем в разнообразные морфологические элементы структуры пород. Огромная роль бактериальных микроорганизмов состояла в преобразовании геохимической среды диагенеза исследуемых отложений.

В силицитах нижеберезовской подсвиты форменные элементы (спикулы губок, фрагменты радиолярий, диатомей) минерализованы преимущественно кристобалитом и в меньшей степени кварцем, тонкочешуйчатой глинистой массой, цеолитами.

Основная масса сложена бактериальными биопленками, минерализованными глинистыми минералами, в основном монтмориллонитом. На поверхности биопленок размещаются нанокристаллы кварца размером 0,05-0,5 мкм.

В разрезе наблюдается дифференциация по содержанию форменных элементов, количеству кварца, кристобалита, цеолитов и монтмориллонита. Это обусловлено дифференциацией условий осадконакопления и характером диагенетических изменений.

В верхней части разреза существенную роль в структуре пород играют форменные элементы, представленные комплексом реликтов радиолярий, диатомей, губок и бактериальных форм. Именно в бактериальных формах сосредоточена основная масса кристобалита, который представлен в виде щёток, выполняющих стенки трихом бактерий, а также в виде шарообразных скоплений коккоидных бактерий. Кварцевая составляющая представлена в породах нанокристаллами, покрывающими чешуйки глинистых минералов. Размеры нанокристаллов кварца составляют не более 0,5 мкм. Выявление форм распространения кварца в породах потребовало изучение их на растровом электронном микроскопе с увеличениями в 8000-20000.

Нижняя часть разреза представляет собой скопления бактериальных биопленок, содержащих существенное количество углерода, которые осаждали на себе глинистые минералы. Содержание кварца в нижней части разреза выше. Кварцевая составляющая пород представлена нанокристаллами кварца (0,05-0,5 мкм), которые растут на глинистых биопленках. Содержание форменных элементов резко снижено по сравнению с верхней частью разреза. Соответственно кристобалитовая составляющая здесь практически отсутствует. В целом внизу по разрезу содержание глинистой компоненты значительно увеличивается.

Нижележащие отложения представлены аргиллитами алевро-кремнистыми и алевро-глинисто-кремнистыми породами.

Пустотное пространство глинисто-кремнистых отложений нижеберезовской подсвиты представляет собой сложнопостроенную и иерархическую систему, состоящую из различных генетических типов пустот в широком размерном диапазоне. Разнообразие морфометрических характеристик пустот обуславливает необходимость широкого применения методов с различной разрешающей способностью. Так изучение параметров пустот размером более 0,1 мм и закономерностей их распространения в породе наиболее эффективно проводить с использованием стереоскопа. С помощью оптической микроскопии в основном изучается распределение пустот в породе размером 0,015-0,1 мм. Растровая электронная микроскопия дает возможность изучение пустот от 1 нм до 200 мкм. Компьютерная томография позволяет оценить параметры пустот размером до 5 мкм и их распределение в образце. Следует отметить, что каждый из перечисленных методов работает на ограниченном объеме образца. Наибольший объем возможно изучить с помощью стереоскопа, где размер образца может достигать 15-20 см.

Комплексные исследования пустотного пространства дали возможность выявить основные генетические типы пустот и определить закономерности их распространения в породах. Генетические типы пустот различаются по морфометрическим параметрам, закономерностям распределения в объеме породы (текстура пустотного пространства) и характеру минерализации стенок.

На основе комплексирования разномасштабных методов исследования были выделены следующие генетические типы пустотного пространства: пустоты, приуроченные к

микростилолитовым швам, пустоты, приуроченные к ходам роющих организмов; внутриформенные пустоты; межформенные пустоты; линзовидные пустоты; ячеистые пустоты.

Источники кремнезема. Многочисленные исследования свидетельствуют, что существуют три различных первичных источника кремнезема в морских осадочных породах [1–3]: биогенный кремнезем, источником которого являются кремнистые организмы; терригенный кремнезем, который поступает в основном в виде обломков из рек и эоловым переносом; гидротермальный кремнезем, приносимый гидротермальными флюидами. Вторичный кварц может образовываться несколькими механизмами: растворение скелетных зерен; растворение под давлением обломочного кварца и, возможно, других силикатных зерен; трансформация глины.

Трансформация глинистых минералов является еще одним основным источником аутигенного кварца. Превращения смектита в иллит и иллита в мусковит могут давать свободный кремнезем. Кроме того, небольшие количества кремнезема могут образовываться в результате изменения обломочного полевого шпата.

Поскольку существует множество источников кремнезема (первичный и вторичный), кварц разного происхождения может отличаться по форме и характеру проявления.

Вопрос об источнике кремнезема для силицитов нижнеберезовской подсветы оставался долго время неясным и спорным. Морская вода резко недонасыщена относительно аморфного кремнезема. Однако с позднемеловой эпохой связано появление на суше мощных тропических лесов с их огромной биопродуктивностью и биохимическим выветриванием, что могло привести к повышению поступления растворенного материала в бассейн седиментации. Поскольку окись алюминия и окись кремния геохимически связаны, можно предполагать и повышение притока растворенного кремнезема в бассейн.

Помимо всего пепловый материал и вулканокластика также могли повысить концентрации растворенного кремнезема в морской воде. Основная часть кремнистого материала поступает на дно океана после гибели организмов, использующих кремнезем для построения своих скелетов. Биогенное извлечение наряду с частичным растворением скелетного материала на глубине приводит к быстрому увеличению концентрации растворенного кремнезема с глубиной. Основные области распространения кремнистых илов на океанском дне соответствуют областям высокой биологической продуктивности, где происходит подъем богатых питательными веществами глубинных вод к теплой фотической зоне. Биос извлекает из океана значительную долю кремнезема, что во много раз превышает его поступление из всех источников, включая терригенный снос и поставку гидротермами. Более легкие и тонкие скелеты растворяются в верхних кремненасыщенных слоях водных масс, в свою очередь в осадках растворению способствуют перемешивания придонными течениями. Активное захоронение осадками содействует сохранению скелетов. Большая часть биогенно извлеченного кремнезема вновь растворяется и участвует в круговороте. Полной аналогии современных биогенных кремневых осадков с древними силицитами нет.

Основными кремнеобразующими организмами верхнего мела являлись радиолярии – исключительно морские организмы, живущие в водах с нормальной солёностью и ведущие планктонный образ жизни. В отложениях нижнеберезовской подсветы были выявлены радиолярии рода *Phaseliforma*, *Prunobrachium*, *Porodiscus*, *Stichocapsa*.

С появлением большого количества микроэлементов в водных массах, действующих как биостимуляторы роста фитопланктона, активно начали свое развитие диатомовые водоросли, ставшие конкурентами для радиолярий в борьбе за кремнезем. Последние проиграли в ней, что и привело к сокращению видов. Это не было катастрофическое явление с мгновенным вымиранием, а длительный процесс.

В силицитах нижнеберезовской подсветы по мере диагенетических преобразований произошло растворение скелетов кремнистых организмов и, соответственно, фиксируется нарушение или частичная утрата биоморфной структуры. Существенную роль в преобразовании скелетов кремнистых организмов и последующем минералообразовании сыграли бактериальные биоценозы. Трансформация структуры сопровождается и изменением

вещественного состава за счет последовательных реакций растворения – осаждения – перекристаллизации и полиморфных переходов кремнезема – опал-А в опала-СТ (опал-кристобалит-тридимит). Таким образом, источником кремнезема для кристаллов кристобалита, вероятно, служил биогенный опал, в значительном количестве наблюдаемый в верхней части разреза, обогащенной кремнистым планктоном.

Большой объем биогенного кремнезема сосредоточен в бактериальных образованиях. Многочисленные коккоидные формы, трихомы бактерий, как правило, минерализованы кристобалитом, образующим игольчатые сростки.

Еще одним первичным источником кремнезема для исследуемых отложений нижнеберезовской подсвиты был пепловый материал, поступавший в бассейн из вулканических образований, располагавшихся на востоке исследуемой территории. Это подтверждается выявленным минеральным парагенезом монтмориллонита, кристобалита и цеолитов.

Доля обломочного кварца в исследуемых породах низкая и составляет не более 5-7%.

Заключение. Поступление кремнезема в период формирования отложений нижнеберезовской подсвиты контролировалось комплексом факторов: биогенным, вулканогенным, терригенным и биохемогенным.

Биогенный фактор определялся интенсивностью развития планктонных форм (радиолярии и диатомеи), прикрепленных форм (губки), а также многообразными формами бактериальных биоценозов. Различного рода кремнистые организмы оказывали существенное влияние на осаждение различных форм кремнезема и создания благоприятной среды для преобразования вулканогенного и терригенного материалов.

Вулканогенный фактор оказывал мощное влияние, заключавшееся в накоплении пепловых толщ и создании благоприятных субстратов для развития бактериальных биоценозов и питательной среды для планктона. В то же время значительное количество пеплового материала в целом могло отрицательно сказаться на интенсивности развития биоценозов.

Кроме того, не следует сбрасывать со счетов привнос терригенного материала алевро-пелитовой размерности, который, вероятно, контролировался подводными течениями, распределявшими этот материал в соответствии с разломно-блоковой структурой морского дна.

Источником кремнезема для образования нанокристаллов кварца на монтмориллонитовых чешуйках служили продукты вулканических извержений. Источником кремнезема для кристаллов кристобалита, вероятно, служил биогенный опал, в значительном количестве наблюдаемый в верхней части разреза, обогащенной кремнистым планктоном.

Список литературы

1. Beauchamp, B.; Baud, A. Growth and demise of Permian biogenic chert along northwest Pangea: evidence for end-Permian collapse of thermohaline circulation. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2002, 184, 37–63.
2. Zihui Lei; Shahin E.; Dashtgard; Jian Wang; Mou Li; Qinglai Feng; Qian Yu; Ankun Zhao; Lintao Du. Origin of chert in Lower Silurian Longmaxi Formation: Implications for tectonic evolution of Yangtze Block, South China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 2019, 529, 53–66.
3. Фролов В.Т. Литология. М.: Изд-во МГУ, 1992. С. 162–171.

ПРОЯВЛЕНИЕ В ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЯХ АКТИВНЫХ РАЗЛОМОВ АНАТОЛИЙСКОЙ ПЛИТЫ И ИХ СВЯЗЬ С ЗЕМЛЕТРЯСЕНИЯМИ

Исмагилова Э.И., Сенчина Н.П.

Санкт-Петербургский горный университет, amelyism@gmail.com, senchina_np@pers.spmi.ru

Введение. В работе исследуются особенности проявления в данных методов потенциальных полей (грави- и магниторазведки) разломов территории современной Турции и их связь с землетрясениями.

Актуальность работы определяется значимостью изучения активных разломов как сейсмогенерирующих структур, прямо влияющих на степень сейсмической опасности территории Турции. Изучение глубинного тектонического строения является также важной задачей, решение которой возможно с привлечением данных методов потенциальных полей.

В исследовании использовались современные методики интерпретации данных методов потенциальных полей: комплексный анализ карт гравиметрических и магнитных полей, трассирование линеаментов, построение карт трансформаций, решение обратной задачи с помощью «томографии потенциальных полей», построение 2D-модели по разрезу прилегающей к территории Турции Кипрской дуги.

Для исследования был выбран регион современной Турции, потому что Анатолийская плита, на которой располагается Турция, находится на границе Евразийской и Африканской плит, где происходит множество сейсмических событий и разломов (рис. 1), один из последних примеров - землетрясение в феврале 2023 года.

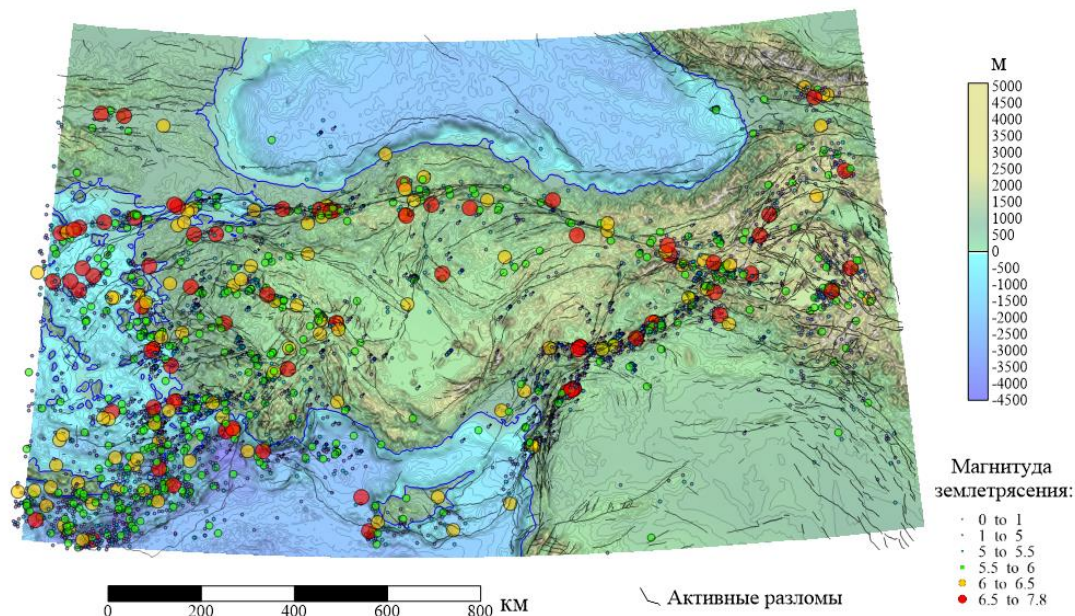


Рис. 1. Топографическая карта Турции, прилегающих акваторий и территорий, с нанесенными активными разломами и эпицентрами землетрясений (с 1900 г.)

Анатолийская плита имеет современную (альпийская складчатость) геодинамическую активность: она находится на стыке других плит, что делает ее геологически активной зоной. Это проявляется в наличии активных разломов и землетрясений. Интенсивное складкообразование и поднятие этого горного пояса сопровождалось сильной вулканической активностью, внедрением магматических интрузий, формированием разломов. Этот процесс появления складчатых областей и разломов все еще продолжается, поскольку турецкая и Эгейская плиты, движущиеся соответственно на запад и юго-запад, продолжают сталкиваться, а также, Анатолийская плита движется против часовой стрелки относительно Евразии. В результате Турция является регионом, наиболее подверженным землетрясениям и извержениям вулканов [1].

Активным считается разлом, по которому возможна подвижка, что может привести к сейсмической активности и катастрофам природного действия, таким как землетрясения или цунами. Активные разломы являются фундаментальными элементами тектонических систем и играют важную роль в распределении напряжений и деформаций в земной коре. Исходя из этого, существует несколько причин их изучения: исследование геологических процессов для общего понимания их происхождения и создания более точных моделей, исследования помогают все более точно выявить связь активных разломов с землетрясениями.

В пределах изучаемой территории картируются два региональных разлома:

1. Разлом Северный Анатолийский – является одним из самых активных и опасных разломов в мире. Разлом простирается на 1500 км и пронзает всю Анатолийскую плиту от западной до восточной границы. На его участках происходили самые сильные землетрясения в истории Турции. Разлом был активен в течение последних 10 миллионов лет и продолжает

развиваться по сей день. Разлом относится к типу правостороннего сдвига [3,5], что означает, что две стороны разлома горизонтально смещаются друг относительно друга. Это движение вызывает сильные землетрясения вдоль всего разлома, которые могут иметь магнитуду от 6 до 7 баллов.

2. Восточный Анатолийский разлом (англ. EastAnatolianFault) – еще один значимый геологический разлом на Анатолийской плите. Разлом простирается на 1300 км от границы с Грузией на северо-востоке до Средиземного моря на юго-западе. Разлом относится к типу разломов с левосторонним боковым сдвигом [4]. Разлом активен в настоящее время, и его движение вызывает землетрясения и сейсмическую активность на территории Турции. 6 февраля 2023 года на юго-востоке Турции произошло разрушительное землетрясение магнитудой 7,8 с последующим числом толчков в несколько тысяч. Гипоцентр землетрясения лежит на Восточном Анатолийском разломе.

Одним из методов изучения глубинного тектонического строения является использование потенциальных полей – гравитационного и магнитного. Аномалии указанных полей связаны с распределением массы (плотности пород) и магнитных свойств внутри Земли и могут быть использованы для картографирования структур и границ различных геологических формаций. Геофизические данные могут помочь идентифицировать структуры, связанные с разломами, и определить их размеры, протяженность по глубине. Это может быть особенно полезно в случаях, когда разломы находятся под землей и не могут быть непосредственно наблюдаемы. Кроме того, потенциальные поля могут использоваться для оценки механизмов деформации, которые могут привести к землетрясениям.

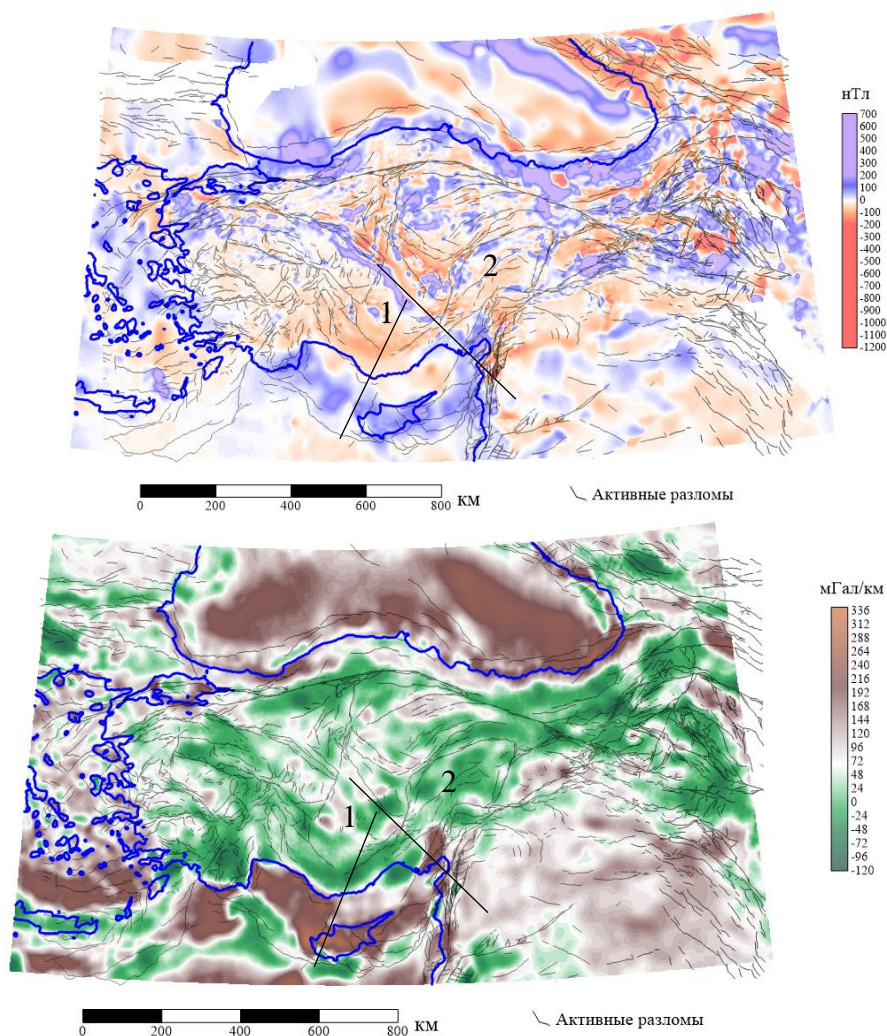


Рис. 2. Карты аномального магнитного поля и вертикальной производной гравитационного поля в редукции Буге с элементами тектоники и профилями 1 и 2

Рассмотрим карты аномального магнитного поля и вертикальной производной гравитационного поля в редукции Буге (рис. 2). Следует пояснить, что демонстрируется карта вертикальной производной гравитационного поля, так как лучше отражает структуры, связанные с элементами тектоники, чем карта исходного гравитационного поля. Видно, что крупные системы разломов находят проявление в данных потенциальных полей в виде систем сублинейных аномалий или зон смены характера полей.

Положительными аномалиями в данных магниторазведки (синий цвет) проявляются, как правило, территории распространения горных пород с повышенными магнитными свойствами, к которым относятся ультраосновные и основные породы. Положительными аномалиями в данных гравиразведки (коричневый) проявляются в региональном масштабе зоны утончения земной коры. Так видно, что территория Турции в целом характеризуется отрицательными аномалиями, так как мощность земной коры здесь больше, чем на прилегающих акваториях. Аномалии гравитационного поля среднего масштаба связываются с вещественными комплексами верхней части коры разного состава.

Интересно проявленной в потенциальных полях является дуга, пересечённая профилем 1 – Кипрская дуга, где наблюдается субдукция. Для данного профиля выполнено двумерное моделирование в GM-SYS (OasisMontaj) и показано, как наблюдаемые аномалии могут быть связаны с глубинным строением. Видно, что положительная аномалия и в гравитационном, и в магнитном полях соотносится с зоной погружения субдуцирующего окончания африканской плиты под относительно тонкую часть Анатолийской плиты. Землетрясения, нанесенные на разрез с глубинной привязкой, локализованы преимущественно в пределах Анатолийской плиты, наиболее магнитудное землетрясение (красный круг – магнитуда 6.6-7.8) приурочено примерно к стыку плит.

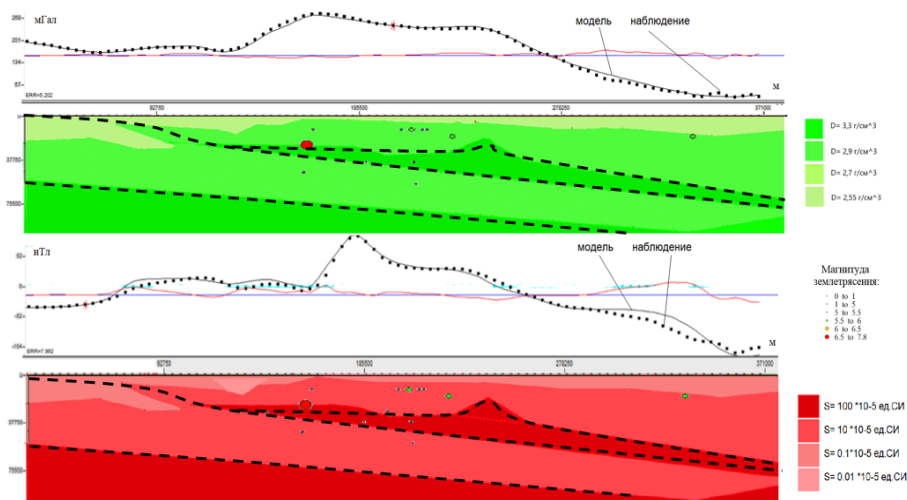


Рис. 3. Графики и предварительные разрезы по профилю 1 (сверху вниз – график модельного и наблюдаемого гравитационного поля, плотностная блоковая модель, график модельного и наблюдаемого магнитного поля, блоковая модель распределения эффективной магнитной восприимчивости)

Для всей территории плиты выполнено решение обратной задачи для данных грави- и магниторазведки с помощью методики «томографии потенциальных полей» (автор – М.Б. Штокаленко [8]). Пример разрезов по профилю 2 показан на рис. 4 с нанесенными гипоцентрами землетрясений. Эпицентры группируются явно приуроченно к линейным структурам, видимым на разрезах гравитационного и магнитного полей.

Как видно, в данных грави- и магниторазведки заложен большой потенциал для оценки неоднородностей в структуре земной коры: разломы и границы плит проявляются в данных потенциальных полей, землетрясения приурочены к линейным зонам, отображающимся на разрезах, полученных по результатам инверсии, с помощью моделирования можно отследить взаимное положение плит при субдукции. Это может помочь

в понимании процессов, происходящих внутри Земли, и в дальнейшем в развитии более точных моделей ее структуры и эволюции.

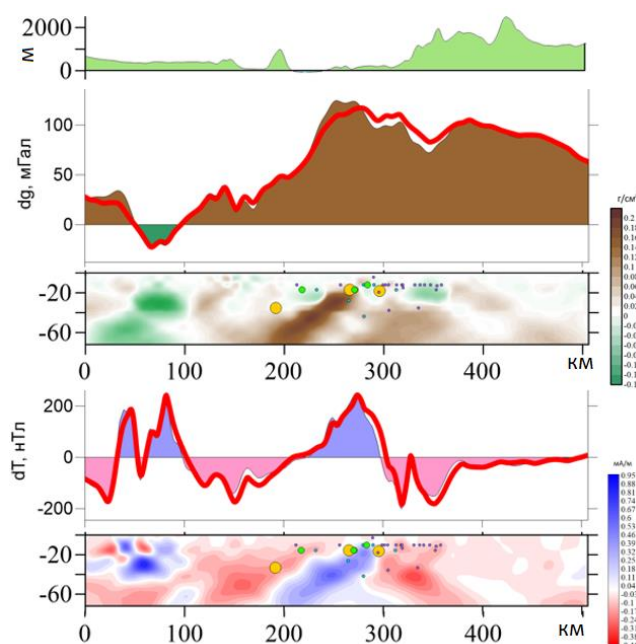


Рис. 4. Графики и разрезы по профилю 2 (сверху вниз – график рельефа, график модельного и наблюдаемого гравитационного поля, разрез эффективной плотности, график модельного и наблюдаемого магнитного поля, разрез эффективной намагниченности)

Таким образом, исследования активных разломов при помощи потенциальных полей являются важным инструментом для понимания геологических процессов, происходящих внутри Земли, и их влияния на окружающую среду и человеческую деятельность. В целом, исследования активных разломов при помощи потенциальных полей имеют широкий спектр применений в различных областях и могут помочь в улучшении нашего понимания процессов, происходящих внутри Земли и их влияния на нашу жизнь и окружающую среду.

Научный руководитель: к.г.-м.н., доцент Сенчина Н.П.

Список литературы:

1. Geology//countrystudies URL: <https://countrystudies.us/turkey/20.htm> (дата обращения: 07.04.2023).
2. M. CemalGöncüoğlu Introduction to the Geology of Turkey: Geodynamic Evolution of the Pre-Alpine and Alpine Terranes / M. CemalGöncüoğlu // General Directorate of Mineral Research and Exploration. — 2010.
3. Трифонов В. Г., Караханян А. С., Кожурин А. И. Активные разломы и сейсмичность // Природа. — 1989. — № 12. — С. 32-38
4. May 1, 2003 Bingöl (Turkey) Earthquake Preliminary Report (Updated on May 13, 2003) / [Электронный ресурс] // Way Back Machine : [сайт]. — URL: https://web.archive.org/web/20100413154005/http://www.koeri.boun.edu.tr/depremmuh/eqspecials/bingol/bingol_eq.htm#TECTONICS%20OF%20THE%20REGION (дата обращения: 07.04.2023).
5. Д. А. Ильинский, О. Ю. Ганжа, К. А. Рогинский Новый взгляд на природу кипрской дуги и синайской плиты по данным глубинного сейсмического зондирования ан ссср / Д. А. Ильинский, О. Ю. Ганжа, К. А. Рогинский // Океанология. — 2021. — № 3. — С. 459–478.
6. Алексеев С.Г., Духанин А.С., Сенчина Н.П., Штокаленко М.Б. Закономерности проявления рудных систем в потенциальных полях // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей. - СПб.: Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, 2019. - С. 26-32.
7. Алексеев С.Г., Козлов С.А., Штокаленко М.Б., Смирнов В.Е. Особенности 2D- и 3D-интерпретации аномалий потенциальных полей // Записки Горного института. - 2011. - №194. - С. 128-131
8. Алексеев С.Г., Сенчина Н.П., Шаткевич С.Ю., Штокаленко М.Б., Мовчан И.Б. Обоснование адекватности томографии потенциальных полей // Вопросы теории и практики геологической интерпретации геофизических полей. - СПб.: Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, 2017. - С. 23-28.

МЕТОДИКА ПРОВЕДЕНИЯ КОМПЛЕКСНЫХ ЛАБОРАТОРНЫХ ИСПЫТАНИЙ НА ОПРЕДЕЛЕНИЕ ФИЗИКО-МЕХАНИЧЕСКИХ, ПРОЧНОСТНЫХ И ДЕФОРМАЦИОННЫХ СВОЙСТВ ГРУНТОВ

Кириленко Н.Н.

«Гомельский государственный университет имени Франциска Скорины», kolya.kirilenki@mail.ru

Введение. Статья посвящена изучению методики проведения комплексных лабораторных испытаний на определение физико-механических, прочностных и деформационных свойств грунтов. Были рассмотрены методики изучения отдельных физико-механических, прочностных и деформационных свойств грунтов, а также их совместное и комплексное исследование.

Физико-механические свойства грунтов. *Физико-механические свойства грунтов* – это свойства, характеризующие возникновение, распределение и изменение механических напряжений и деформаций в грунтах при воздействии механических нагрузок. В песчаных, крупнообломочных и глинистых грунтах при этом происходит изменение внутреннего сложения и объема (уплотнение), то есть уменьшение пористости и увеличение концентрации минеральных частиц в единице объема. Чем значительнее изменения грунтов под воздействием определенной нагрузки, тем большей деформируемостью они обладают. Когда под влиянием внешних усилий в грунтах возникают касательные силы, превышающие силы сопротивления сдвигу, грунты начинают разрушаться, наступает потеря прочности. Поэтому в зависимости от условий взаимодействия грунтов с нагрузками выделяются:

а) *деформационные свойства* характеризуют поведение грунта под нагрузками, не превышающими критические и, следовательно, не приводящими к разрушению. Эти свойства можно выразить двумя парами показателей: либо модулем деформации и коэффициентом Пуассона, либо модулями сдвига и объемного сжатия.

Деформационные свойства грунтов определяются в условиях, моделирующих работу грунта в сооружении. Наиболее часто деформационные свойства грунтов определяются при статическом нагружении. Однако для дорожного и антисейсмического строительства изучение деформационных свойств грунтов производится также при действии вибрации, переменных нагрузок и т. д.

Грунт под нагрузкой может деформироваться при свободном расширении, ограниченном боковом или без бокового расширения. Первое условие реализуется при одноосном сжатии образцов, второе — при испытании в приборах трехосного сжатия и методом пробных нагрузок, третье — при компрессии.

б) *прочностные свойства* характеризуют поведение грунта под нагрузками, равными или превышающими критические, и определяются только при разрушении грунта. Сдвиг и разрыв — два основных механизма потери прочности телом. Сдвиг происходит под действием касательных сил; при сдвиге одна часть тела перемещается относительно другой. Разрыв тела происходит под действием нормальных растягивающих сил и морфологически выражается в виде трещин и отделении одной части тела от другой.

Основным показателем прочности грунтов является их сопротивление сдвигу; сопротивление разрыву определяется значительно реже. В практике инженерно-геологических изысканий часто определяют сопротивление грунтов одноосному сжатию. (Крамаренко, 2011)

Методика проведения испытаний. Для комплексного исследования физико-механических, прочностных и деформационных свойств грунтов необходимо провести следующие испытания:

1) *Определение гранулометрического состава грунтов.* Гранулометрическим составом грунта называется относительное содержание в них частиц различной крупности. Его определение заключается в разделении составляющих грунт частиц на отдельные фракции. Гранулометрический состав является одним из важных факторов, определяющих физические свойства грунта. От него зависят такие важные характеристики свойств и состояния грунта, как пластичность, пористость, сопротивление сдвигу, сжимаемость, усадка, разбухание,

водопроницаемость и другое. Изменение гранулометрического состава грунтов вызывает и изменение их свойств. Для определения гранулометрического состава пород выполняется гранулометрический анализ, который заключается в расчленении грунта на группы с близкими по величине частицами – так называемые фракции. Размер частиц определяется по диаметру и выражается в миллиметрах.

2) *Определение пористости грунтов.* Пористость – это нестабильная величина, которая во многом зависит от плотности грунта, минералогического и гранулометрического состава, а также от сложения грунта в естественных условиях, а также под влиянием техногенеза. Она является одним из важнейших свойств грунта. Коэффициент пористости учитывается при проектировании и строительстве зданий и сооружений, а также дает комплексную характеристику для выполнения инженерно-геологических задач. Для оптимального использования площадей под строительство показатель коэффициента пористости необходимо снижать путем трамбования грунтовой толщи. Положительной считается эффективная открытая пористость – такой грунт хорошо пропускает воду, не давая свободной воде повышать коэффициент фильтрации.

3) *Определение плотности грунтов.* Плотность – характеристика грунта с естественной влажностью и ненарушенным сложением. Она состоит из показателей всех трех фаз или состояний (твердой, жидкой, газообразной). На ее показатель влияют вид и количество пор в материале, влажность, текстура и структура, а также плотность, размеры и форма твердых частиц.

Плотность выше у минеральных грунтов, состоящих из сплошного массива прочных пород (габбро, базальта, гранита, серпентинита). Плотность снижается в процессе выветривания, когда в породе появляются трещины и поры, при ее распаде на отдельные части.

У дисперсных грунтов (состоящих из отдельных зерен, не связанных между собой) плотность зависит от размера и формы частиц. Она выше у материалов с мелкими окатанными зернами (например, у речного песка).

У минеральных грунтов показатель высокий. Плотность снижается в результате выветривания горных пород. Чем более пористым становится материал, уменьшается и его общая плотность. Самые низкие характеристики общей плотности у органических грунтов.

4) *Определение пластичности грунтов.* Пластичность – это способность грунта под воздействием внешних сил деформироваться без разрыва сплошности и сохранять приданную ему форму после прекращения этого воздействия.

Принято пластичность связных грунтов характеризовать двумя показателями: границей текучести и границей раскатывания.

Граница текучести, или *верхний предел пластичности* (W_L) – влажность, при которой грунт находится на границе пластичного и текучего состояния.

Граница пластичности, или *нижний предел пластичности* (W_P) – влажность, при которой грунт находится на границе твердого и пластичного состояний.

Число пластичности (I_P) – разность в величине влажности грунта при верхнем (W_L) и нижнем (W_P) пределах пластичности.

5) *Определение набухания грунтов.* Набухаемость – это способность грунтов увеличивать свой объем и развивать давление набухания в процессе их гидратации или взаимодействия с химическими растворами.

Набухаемость грунтов характеризуется следующими показателями: свободным набуханием ϵ_{sw} , набуханием под нагрузкой ϵ_{sw} , давлением набухания P_H , влажностью грунта после набухания W_H .

Свободное набухание грунта – относительное набухание грунта, полученное в приборе ПНГ, когда давлением от массы штампа и измерительного оборудования, не превышающим 0,0006 МПа, пренебрегают.

Набухание грунта под нагрузкой – относительное набухание грунта при данном давлении на образец.

Давление набухания – давление на образец грунта, возникающее при замачивании его жидкостью в условиях, исключающих возможность расширения образца.

Влажность грунта после набухания – влажность, полученная после завершения набухания образца грунта, обжимаемого в условиях, которые исключают возможность бокового расширения, заданным давлением.

Согласно СТБ 943-2007 набухающими считаются глинистые грунты, у которых свободное набухание не менее 4 %.

Набухаемость грунтов можно определить на образцах нарушенного и ненарушенного сложения.

б) *Определение водопрочности грунтов по размоканию в воде.* Под *размокаемостью* понимают способность грунта при замачивании терять свою связность и превращаться в рыхлую массу.

Показателями размокания, определяемыми в лабораторных условиях, являются:

а) время размокания – период, за который распадается образец грунта;

б) степень размокания, характеризующая скорость процесса;

в) характер размокания, оценивается визуально.

Перечисленные характеристики во многом носят условный характер, поскольку зависят от объема, формы и других исходных параметров образца. Они могут давать объективную оценку размокаемости лишь при сравнительных исследованиях образцов с одинаковым исходным объемом и формой.

Величина показателя размокаемости в грунтах зависит от их химико-минерального состава (минералогии частиц, наличия водорастворимых солей, состава обменных катионов), структурно-текстурных особенностей (характера структурных связей, дисперсности, текстуры и др.), влажности-плотности, состава и концентрации взаимодействующего с грунтом водного раствора.

В процессе усадки в грунте возникают различные напряжения, действующие на контактах частиц. Обычно, неравномерные напряжения в грунте возникают там, где проявляются наибольшие градиенты влаги, то есть вблизи свободной поверхности грунта. (Моляренко и др., 2022)

7) *Определение влияния пылеватой добавки на проницаемость грунтов.* Коэффициент фильтрации (k_f) демонстрирует, как быстро проходит жидкость через слой грунта при его полном водонасыщении и градиенте напора, равном единице. Измеряется он в метрах на секунду (м/с) или сантиметрах на секунду (см/с). Градиент напора вычисляется соотношением падения напора (давления) воды к толщине грунтового слоя, через который она фильтруется. Коэффициент фильтрации – это показатель, который в конкретных цифрах демонстрирует свойство водонасыщенных грунтов пропускать жидкость. Вода в массиве движется через открытые сообщающиеся поры, каверны и трещины, под влиянием градиента напора. Закон Дарси актуален не только для линейной, но и для объемной фильтрации. Ведь вода проходит сквозь толщу массива, который имеет свою высоту, ширину и длину. Скорость передвижения жидкости в этой ситуации будет зависеть от двух коэффициентов – фильтрации и проницаемости. (ГОСТ 25584-83)

8) *Определение угла естественного откоса грунтов.* Углом *естественного откоса* называют угол, при котором неукрепленный откос песчаного грунта сохраняет равновесие, или угол, под которым располагается свободно насыпанный песок.

Угол естественного откоса определяют в воздушно-сухом состоянии и под водой. На величину угла естественного откоса (φ_0), несвязных грунтов влияет однородность их гранулометрического состава: монодисперсные грунты обладают большим значением φ_0 , чем полидисперсные грунты такого же минерального состава. Это объясняется тем, что в смеси мелкие частицы заполняют промежутки между крупными, что облегчает их смешение по поверхности откоса.

Большое влияние на трение между частицами несвязного грунта оказывает наличие в грунте жидкостей, присутствие которых снижает φ_0 . В несвязных песчаных грунтах влажность существенно влияет на угол внутреннего трения. (Моляренко и др., 2022)

9) *Определение компрессионной сжимаемости грунтов.* Сжимаемостью грунтов называют способность их уменьшаться в объеме (давать осадку) под действием внешнего давления.

Деформационные свойства грунтов необходимы для прогноза изменения его объема (уплотнение, разуплотнение). В пределах обратимых, небольших по величине деформаций, протекающих со скоростью звука, связь между напряжениями и деформациями характеризуется линейным законом упругости (Гука).

Зависимость между давлением на дисперсный грунт и его сжатием находят путем испытания образца, помещенного в жесткое кольцо, не позволяющее грунту расширяться в поперечном направлении. Такой вид испытания грунта называется *компрессией*. В связи с тем, что при компрессионном сжатии диаметр образца грунта не меняется, относительная объемная и вертикальная деформации равны, т. е. $\varepsilon_v = \varepsilon_z$:

Сжимаемость песчаных грунтов невелика и зависит от их гранулометрического, минерального состава и плотности сложения.

Сжимаемость глинистых пород зависит от их минерального состава, степени дисперсности, состава обменных катионов, пористости, а также от состояния породы в условиях сжатия. Наиболее гидрофильные монтмориллонитовые глины характеризуются большей сжимаемостью по сравнению с каолиновыми.

Значение имеет и способ воздействия на образец. Если давление периодическое, чередуется с периодами декомпрессии, сжимаемость увеличивается. Именно поэтому для трамбовки грунта используются ударные механизмы. (Дружинин и др., 2002)

10) *Определение одноплоскостного среза грунтов.* Испытания грунтов методом одноплоскостного среза производят для определения следующих характеристик: прочности сопротивления грунта срезу τ , угла внутреннего трения φ , удельного сопротивления c . Эти характеристики можно определять для песков (кроме гравелистых и крупных), глинистых и органно-минеральных грунтов.

Эти характеристики определяют по результатам испытаний образцов грунта в одноплоскостных срезных приборах с фиксированной плоскостью среза путем сдвига одной части образца относительно другой его части касательной нагрузкой при одновременном нагружении образца нагрузкой, нормальной к плоскости среза.

Сопротивление грунта срезу – предельное среднее касательное напряжение, при котором образец грунта срезается по фиксированной плоскости при заданном нормальном напряжении. Для определения c и φ необходимо провести не менее трех испытаний при различных значениях нормального напряжения.

Испытания проводят по следующим схемам:

а) консолидированно-дренированные испытания – для песков и глинистых грунтов независимо от их степени влажности в стабилизированном состоянии;

б) неконсолидированное испытание – для водонасыщенных глинистых и органно-минеральных грунтов, имеющих показатель текучести $I_L \geq 0,5$ и просадочных грунтов, приведенных в водонасыщенное состояние замачиванием без приложения нагрузки; для определения φ и c в нестабилизированном состоянии. (ГОСТ 12248-96)

Научная статья подготовлена в рамках договора АМ23-21 «Особенности формирования и трансформации экологических функций техногенных грунтов на территории Беларуси».

Список литературы

1. ГОСТ 12248-96. Грунты. Метод лабораторного определения характеристик прочности и деформируемости. Министерство строительства России, 2005. 61 с.
2. ГОСТ 25584-83. Грунты. Метод лабораторного определения коэффициента фильтрации. Государственный строительный комитет СССР, 1988. 10 с.
3. Дружинин Г.А., Казанков А.П., Игнатъев П.В. Физико-механические характеристики нескальных грунтов: Методические указания к выполнению лабораторных работ по курсу «Механика грунтов». Самарская государственная архитектурно-строительная академия, 2002. 37 с.
4. Крамаренко В.В. Грунтоведение. Томский политехнический университет, 2011. 472 с.
5. Моляренко В.Л. и др. Грунтоведение: Практикум. ГГУ им. Ф. Скорины, 2022. 90 с.

ОБЗОР СОСТОЯНИЯ МИНЕРАЛЬНО-СЫРЬЕВОЙ БАЗЫ УГЛЕВОДОРОДОВ СЕВЕРО-КАВКАЗСКОГО ФЕДЕРАЛЬНОГО ОКРУГА

Козлова А.В.

ФГБУ «ВНИГНИ», Kozlova.anna@vnigni.ru

Введение. Северо-Кавказский федеральный округ (ФО) – административное формирование Российской Федерации на юге европейской части России, в центральной и восточной части Северного Кавказа. В состав Северо-Кавказского федерального округа входят семь субъектов Российской Федерации: Республика Дагестан, Республика Ингушетия, Кабардино-Балкарская Республика, Карачаево-Черкесская Республика, Республика Северная Осетия – Алания, Чеченская Республика, Ставропольский край.

По состоянию на 01.01.2023 г. в Северо-Кавказском ФО Государственным Балансом запасов полезных ископаемых учитывается 123 месторождения углеводородного сырья: 89 нефтяных, 15 газонефтяных, 19 нефтегазоконденсатных, 11 газоконденсатных, 14 газовых.

Суммарные извлекаемые запасы углеводородов по Северо-Кавказскому ФО по сумме всех категорий по состоянию на 01.01.2023 г. составляют 272,4 млн туг, в том числе 136,4 млн т нефти и 107,0 млрд м³ свободного газа. За весь период эксплуатации месторождений добыто 658,5 млн т нефти и 328,8 млрд м³ газа (Государственный баланс запасов, 2023 г.).

Состояние и использование минерально-сырьевой базы. Согласно схеме нефтегазогеологического районирования (Мельников П.Н. и др., 2022 г.) территория Северо-Кавказского ФО относится к юго-восточной части Причерноморско-Северо-Кавказской нефтегазоносной провинции, включающей в себя Западно-Предкавказскую, Центральную-Предкавказскую, Восточно-Предкавказскую, Терско-Каспийскую нефтегазоносные области и перспективную нефтегазоносную область Северо-Кавказского Краевого массива.

По результатам последней официальной количественной оценки по состоянию на 01.01.2017 г. начальные суммарные ресурсы (НСР) УВ Северо-Кавказского ФО составляют 3366,9 млн туг (1% от НСР УВ РФ), в том числе 2269,8 млн т нефти (1% от НСР нефти РФ) и 860,3 млрд м³ свободного газа (0,3% от НСР свободного газа РФ) (таблица 1) (Количественная оценка, 2020 г.).

Таблица 1. Структура начальных суммарных извлекаемых ресурсов углеводородов Северо-Кавказского ФО на 01.01.2023 г.

Тип флюида	Накоп. добыча	Запасы категории		Ресурсы категории		НСР
		A+B ₁ +C ₁	B ₂ +C ₂	D ₀	D ₁ +D ₂	
Нефть, млн т	658,5	92,3	44,1	182,9	1292,1	2269,8
Раств. газ, млрд м ³	138,7	13,9	8,9	0	48,4	210,0
Св. газ, млрд м ³	328,8	69,6	37,4	155,5	269,1	860,3
Конденсат, млн т	7,1	3,3	2,9	1,5	11,9	26,7
УВ, млн туг	1133,1	179,0	93,4	339,8	1621,6	3366,9

Наибольшими НСР УВ обладают недра Ставропольского края – 1671,5 млн туг (49,6% от всего ФО), Чеченской Республики – 662,7 млн туг (19,7%) и Республики Дагестан – 556,7 млн туг (16,5%) (рис. 1).

В пределах Северо-Кавказского ФО оценены традиционные и нетрадиционные ресурсы углеводородов. НСР традиционных УВ составили 2266,8 млн туг (извл.); НСР нефти нетрадиционных палеогеновых хадумских отложений составили 1100,1 млн т (извл.), наибольший объем приходится на Ставропольский край – 77,8%.

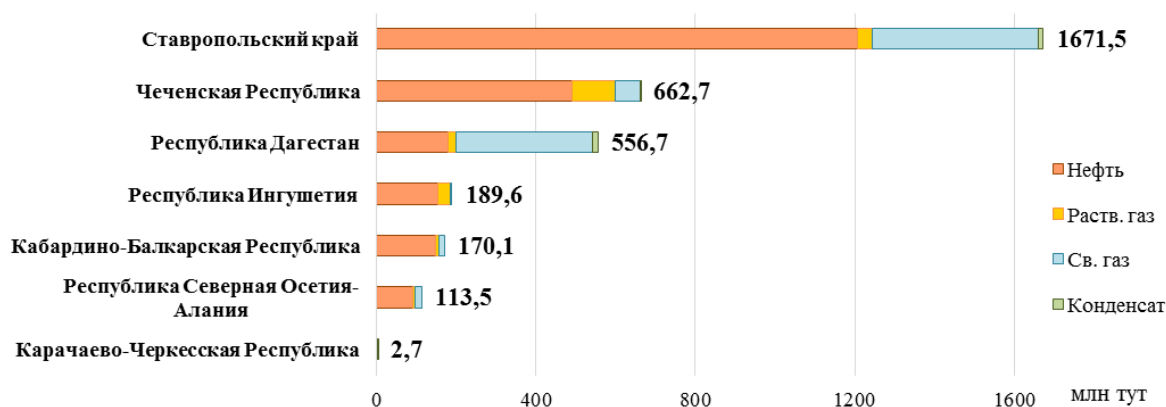


Рис. 1. Распределение начальных суммарных извлекаемых ресурсов углеводородов по субъектам Северо-Кавказского ФО на 01.01.2023 г., млн тун.

По результатам официальной количественной оценки по состоянию на 01.01.2009 г. начальные суммарные ресурсы (НСР) традиционных УВ Северо-Кавказского ФО составляют 2196,6 млн тун (извл.), в том числе 1128,1 млн т (извл.) нефти и 817,3 млрд м³ (извл.) свободного газа. Сравнение НСР традиционных УВ по результатам количественных оценок на 01.01.2009 г. и на 01.01.2023 г., показало увеличение НСР УВ на 70,2 млн тун (извл.), в т.ч. на 41,7 млн т (извл.) нефти и 43,0 млрд м³ (извл.) свободного газа (рис. 2), что связано со следующими причинами (Количественная оценка, 2020 г.):

- снижение перспектив нефтегазоносности триасового НГК Восточно-Предкавказской НГО за счет списания запасов и перспективных ресурсов нефтекумского комплекса отложений;
- увеличение перспектив нефтегазоносности олигоценового подкомплекса палеогенового НГК Восточно-Предкавказской НГО по результатам ГРП;
- уточнение границ нефтегазогеологического районирования (ПНГО Северо-Кавказского краевого массива);
- пересмотр флюидального состава вероятных залежей УВ верхнемелового НГК, в результате чего выросла газовая составляющая комплекса (Терско-Каспийская НГО);
- учет в НСР верхнемелового НГК на территории Терско-Каспийской НГО запасов нефти и свободного газа залежей, образованных фораминиферовой толщей верхнемелового-палеогенового возраста;
- корректировка коэффициента извлечения нефти.

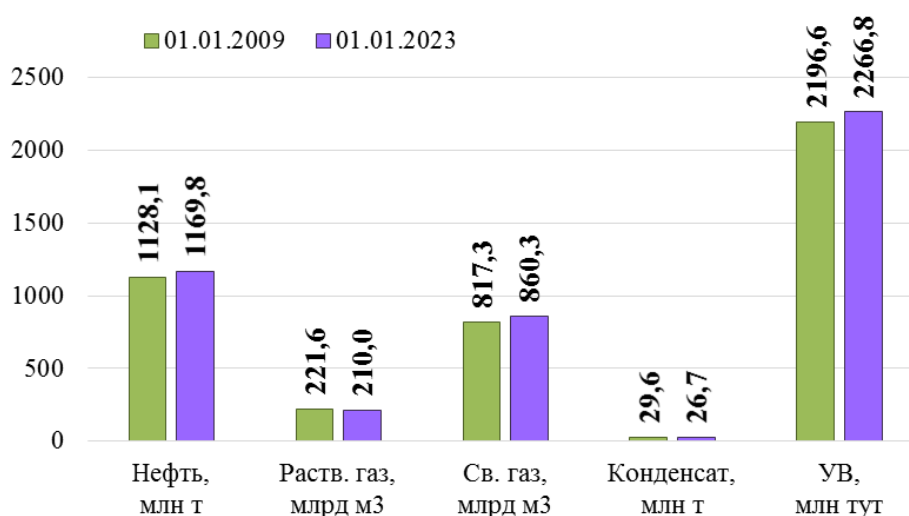


Рис. 2. Сравнение начальных суммарных ресурсов (извл.) традиционных углеводородов по результатам количественных оценок на 01.01.2009 г. и на 01.01.2023 г., млн тун., млн т, млрд м³.

Северо-Кавказский ФО относится к старейшим нефтегазодобывающим регионам России, за весь период эксплуатации месторождений добыто 658,5 млн т нефти и 328,8 млрд м³ газа. Больше половины (53,5%) всей добытой нефти приходится на Чеченскую республику – 352,1 млн т. Главенствующая роль в истории добычи свободного газа принадлежит Ставропольскому краю, здесь добыто 293,7 млрд м³ или 89,3% (Государственный баланс запасов, 2023 г.).

В настоящее время добыча углеводородов на территории Северо-Кавказского ФО характеризуется низкими показателями. При текущем уровне добычи – 0,9 млн т нефти в год и 0,3 млрд м³ свободного газа в год обеспеченность промышленными запасами кат. А+В₁+С₁ нефти составляет 103 года, свободного газа – 269 лет.

По разрезу залежи углеводородов приурочены к восьми нефтегазоносным комплексам (НГК) – палеозойскому, триасовому, юрскому, нижнемеловому, верхнемеловому, палеогеновому, хадумскому и неогеновому (Количественная оценка, 2020 г.).

Распределение начальных суммарных ресурсов углеводородов по нефтегазоносным комплексам выглядит следующим образом: наибольшие НСР УВ приурочены к хадумским (32,7%) и верхнемеловым (22,6%) НГК, в распределении НСР нефти также главенствующими НГК являются хадумский (48,5%) и верхнемеловой (19%), в распределении НСР свободного газа основные роли приходятся на палеогеновый НГК (32,6%), верхнемеловой (24,7%) и нижнемеловой НГК (18,9%) (рис. 3).

С 2010 года в Северо-Кавказском федеральном округе было открыто 6 месторождений углеводородного сырья, из них пять – в Республике Дагестан, с продуктивными триасовыми и верхнемеловыми отложениями и одно – в Республике Ингушетия, с залежами нефти в неогеновых отложениях. По категориям крупности три месторождения относятся к группе «мелкие» (1-5 млн т) и три – к группе «очень мелкие (менее 1 млн т)».

Перспективы дальнейшего развития минерально-сырьевой базы. Северо-Кавказский ФО отличается достаточно высокой степенью изученности и дальнейшие перспективы могут быть связаны с доразведкой и эксплуатацией месторождений УВС нераспределенного фонда недр, а также со структурами, числящимися на государственном балансе с ресурсами кат. D₀.

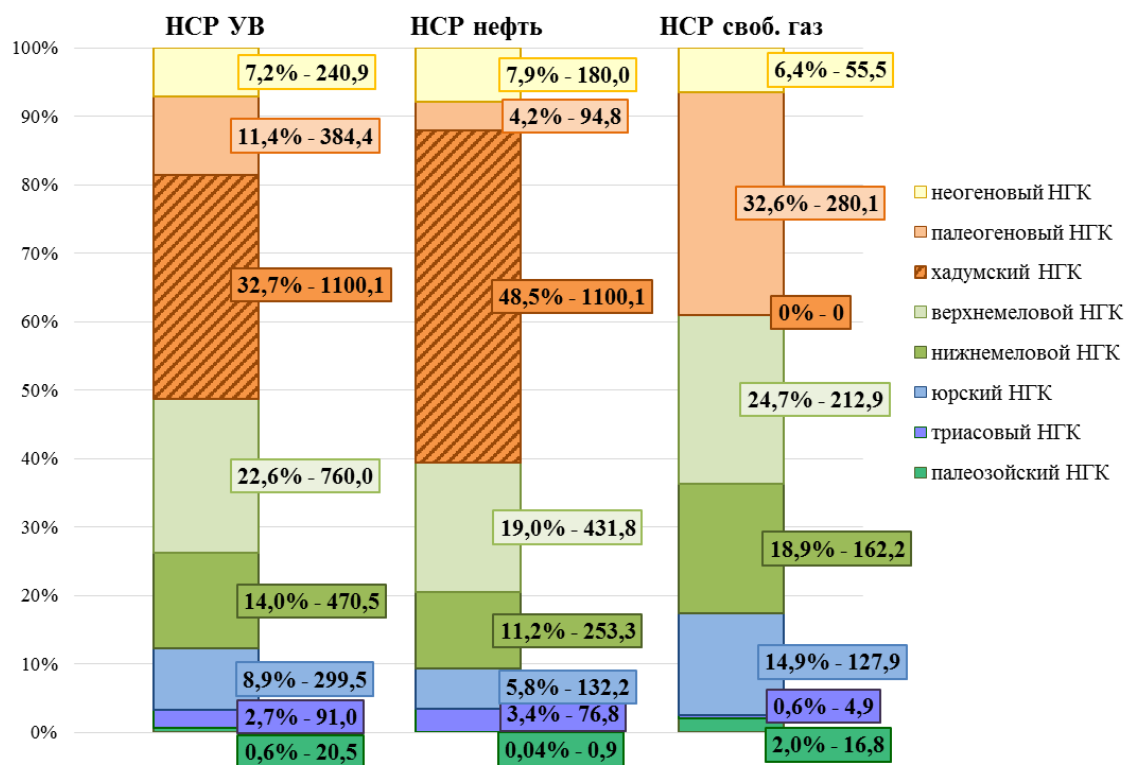


Рис. 3. Распределение начальных суммарных извлекаемых ресурсов углеводородов по нефтегазоносным комплексам на 01.01.2023 г., млн т, млн т, млрд м³.

Всего в Северо-Кавказском ФО государственным балансом ресурсы нефти кат. D₀ учтены на 75 площадях, подготовленных к поисково-разведочному бурению, и невоскрытых пластов разведанных месторождений, в количестве 183,0 млн т (извлеч.), из них в группе «перспективные площади» числится 68 площадей с ресурсами кат. D₀ 176,4 млн т. Ресурсы свободного газа кат. D₀ учтены на 34 площадях в количестве 155,5 млрд м³ (извлеч.), из них в группе «перспективные площади» числится 32 площади с ресурсами кат. D₀ 150,5 млрд м³. Ресурсы конденсата кат. D₀ учтены на 4 площадях в количестве 1,5 млн т (извлеч.), числящиеся в группе «перспективные площади» (Государственный баланс запасов, 2023 г.).

В настоящее время на территории Северо-Кавказского ФО осуществляются геологоразведочные работы регионального уровня. В Северо-Кавказском ФО в 2022 году геологоразведочные работы на нефть и газ за счет средств федерального бюджета завершены ФГБУ «ВНИГНИ» на двух объектах и начаты на одном новом.

В результате проведенных работ по созданию объемной модели Терско-Каспийской, Центральной и Восточно-Предкавказской нефтегазоносных областей и оценке ресурсной базы основных нефтегазоносных комплексов палеозой-кайнозойских отложений при отработке сети региональных профилей МОГТ-2D (в объеме 1025 пог.км) подготовлен каркас временных и глубинно-динамических разрезов. Выявлены зоны нефтегазонакопления. Ресурсы категории D_п составили 150 млн туг.

На территории Шелковского участка выполнены сейсморазведочные работы МОГТ-2D 600 пог.км. Изучены особенности геологического строения нижнего (палеозойского и перм-триасового) и верхнего (юрско-неогенового) комплексов. Получены контуры возможных перспективных локальных объектов антиклинального и комбинированного типов в караганчокракских, верхнемеловых, нижнемайкопских, а также среднеюрско-нижнемеловых и триасовых отложениях.

В 2022 г. ФГБУ «ВНИГНИ» начаты региональные комплексные геолого-геофизические работы в пределах Бенойско-Черногорского участка нераспределенного фонда недр Чеченской Республики с целью выявления и подготовки локальных объектов. Подготовлена проектная документация.

На 01.01.2023 г. степень разведанности начальных суммарных ресурсов нефти (традиционные и нетрадиционные источники углеводородов) Северо-Кавказского ФО составляет 35,0%, «традиционной» нефти – 64,9%, свободного газа – 50,7%, степень выработанности начальных разведанных запасов (кат. A+B₁+C₁) нефти составляет 87,7%, свободного газа – 82,5%.

Наибольшие перспективы неразведанной части ресурсов нефти кат. D₁+D₂ связаны с хадумскими отложениями Ставропольского края, верхнемеловыми (35%) и юрскими (40%) НГК Чеченской Республики и верхнемеловыми (22%) и юрскими (22%) НГК Кабардино-Балкарской Республики.

Наибольшие перспективы неразведанной части ресурсов свободного газа кат. D₁+D₂ связаны с верхнемеловыми (89%) и юрскими (32%) НГК Республики Дагестан и юрскими (21%) НГК Республики Северная Осетия-Алания.

Список литературы

1. Государственный баланс запасов полезных ископаемых Российской Федерации на 1 января 2023 года, ФГБУ «Росгеолфонд», Москва, 2023 г.
2. Количественная оценка начальных суммарных ресурсов углеводородов РФ по состоянию на 01.01.2017 г., ФГБУ «ВНИГНИ», Москва, 2020 г.
3. Мельников П.Н. и др. Карта нефтегазоносности территории Российской Федерации по состоянию на 01.01.2017 г., Москва, 2022 г.

ПОТОКИ МЕТАНА С ФОНОВОГО И АНТРОПОГЕННО-НАРУШЕННОГО УЧАСТКОВ ОБСКОГО БОЛОТА

Колотыгина В.Н.¹, Солдатова Е.А.^{1,2}, Кривенюк Л.А.³

¹ Тюменский государственный университет, г. Тюмень, mns@vkolotygina.ru

² Томский филиал Института нефтегазовой геологии и геофизики им. А.А. Трофимука СО РАН, г. Томск

³ Институт физики атмосферы имени А. М. Обухова РАН, г. Москва

Введение. Одной из актуальных проблем в настоящее время является изменение климата, вызванное увеличением количества парниковых газов в атмосфере, особенно углекислого газа и метана (Berdsi et al., 2011; Залесов, 2021). Торфяные болота — это экосистемы с высокой поглощающей способностью углерода. Они накапливают частично разложившиеся растительные остатки, которые в противном случае полностью разлагались бы с выбросом в атмосферу большого количества парниковых газов. Однако несмотря на то, что болотные экосистемы способны связывать углерод на длительный период времени, существуют некоторые факторы, которые могут влиять на эффективность их секвестрации. Например, изменение климата может привести к изменению условий обитания растений и животных, что может повлиять на скорость разложения органических веществ и, следовательно, на способность болот поглощать углерод (Strack, 2008). Кроме того, некоторые виды деятельности человека, такие как вырубка лесов и осушение болот, могут приводить к снижению эффективности болот как поглотителей углекислого газа (Lovett, 2008). При исследовании антропогенного воздействия на процессы секвестрации углерода и эмиссию парниковых газов в болотных экосистемах важно учитывать биогеохимическую роль болот и факторы, влияющие на формирование химического состава их компонентов. Сброс коммунально-бытовых сточных вод потенциально также оказывает влияние на интенсивность потоков парниковых газов. В представленном исследовании мы проверили эту гипотезу на примере участков Обского болота.



Рис. 1. Схема размещения пунктов наблюдений за химическим составом вод и потоками метана Обского болота.

Объект и методика исследования. В качестве объекта исследования выбраны участки низинного Обского болота, расположенного в долине р. Обь в Шегарском районе Томской области. Отбор проб воды и измерение удельных потоков метана производился в июне 2022 года в пределах двух участков – антропогенно-нарушенного и условно фонового (рис. 1).

Первый включает в себя створ выпуска неочищенных сточных вод жилищно-коммунального хозяйства с. Мельниково, точки наблюдений располагались в 40, 100 и 160 метрах от суходола. Фоновый участок располагается в 2,5 км южнее от с. Нащекново, отбор проб осуществлялся в 100, 200 и 300 метрах от суходола.

Измерения диффузионных удельных потоков метана проводились методом эмиссионных камер с помощью портативного газоанализатора (GasScouter G4301, Picarro): статической темной камерой (объем куба – 0.07 м³) для микроповышений (более сухие участки) (Hutchinson and Mosier, 1981; Глаголев и др., 2010) и микропонижений с низким уровнем болотных вод (УБВ), а также плавающей темной камерой (объем надводной части – 0.01 м³) в случае достаточно высокого УБВ в мочажинах (Tremblay et al., 2005). Удельные потоки рассчитывались при помощи аппроксимации полученных значений линейной регрессией в координатах время-концентрация.

Так как удельные потоки метана обычно имеют распределение, отличное от нормального (Dutar and Verchot, 2007), а также чтобы снизить возможный вклад артефактных значений в результат, в качестве оценки математического ожидания измеренных удельных потоков использовались медианные значения.

Помимо измерения удельных потоков, в пробах воды, отобранных из обводненных микропонижений, осуществлялось определение содержания компонентов карбонатной системы (CO₂, HCO₃⁻, CO₃²⁻), содержания основных компонентов водного раствора (Ca²⁺, Mg²⁺, Na⁺, K⁺, Cl⁻, SO₄²⁻, F⁻) и содержание соединений азота и фосфора (NH₄⁺, NO₂⁻, NO₃⁻, PO₄³⁻).

Результаты и их обсуждение. С целью понимания биогеохимической роли болота был проведен анализ химического состава природных вод на фоновом и антропогенно-нарушенном участках Обского болота. Как видно из рисунка 2(а-г), воды нарушенного участка, где происходит сброс сточных вод, имеют более богатый химический состав по сравнению с фоновым участком, высокие концентрации гидрокарбонатов, кальция, аммония, магния, калия, нитритов, нитратов, хлоридов и других показателей.

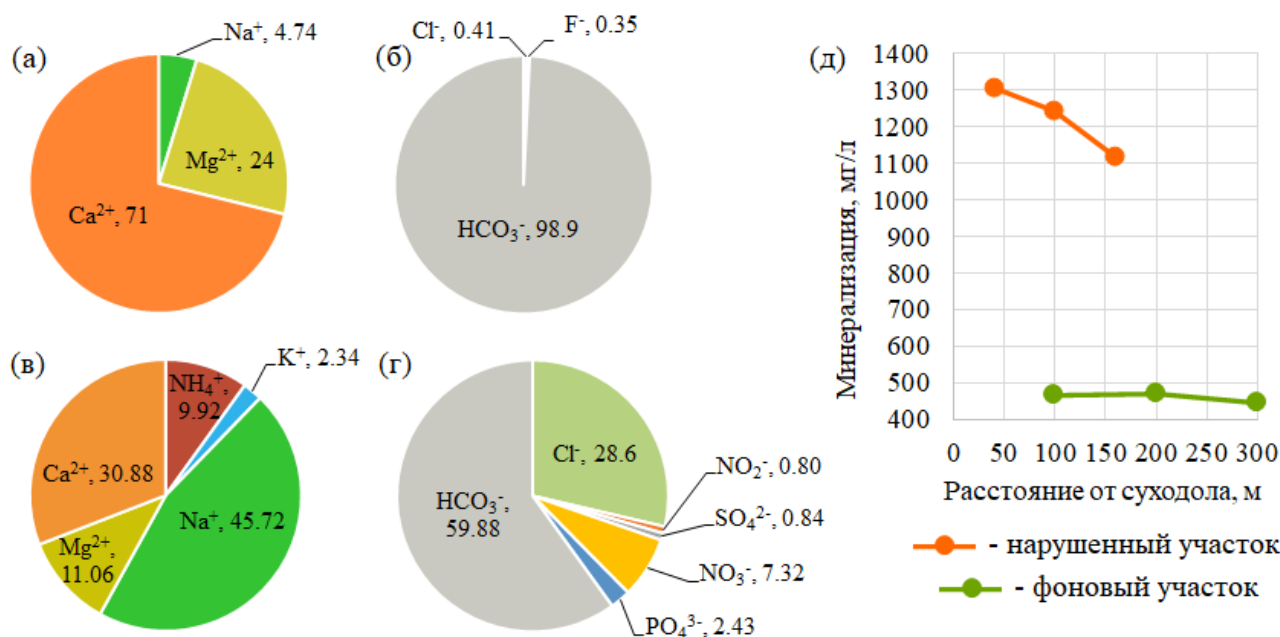


Рис. 2. Химический состав вод Обского болота: (а) – катионы фонового участка, мг-экв%; (б) – анионы фонового участка, мг-экв%; (в) – катионы нарушенного участка, мг-экв%; (г) – анионы нарушенного участка, мг-экв%; (д) - пространственная динамика показателя минерализации по мере удаления от суходола.

Из пространственной динамики показателя минерализации (рис. 2д) видно, что по мере удаления от суходола и от точки сброса сточных вод происходит уменьшение влияния антропогенного загрязнения. По данным многолетних наблюдений на расстоянии 300 метров от суходола некоторые показатели химического состава достигают близких к фоновым значений (Колотыгина и др., 2023).

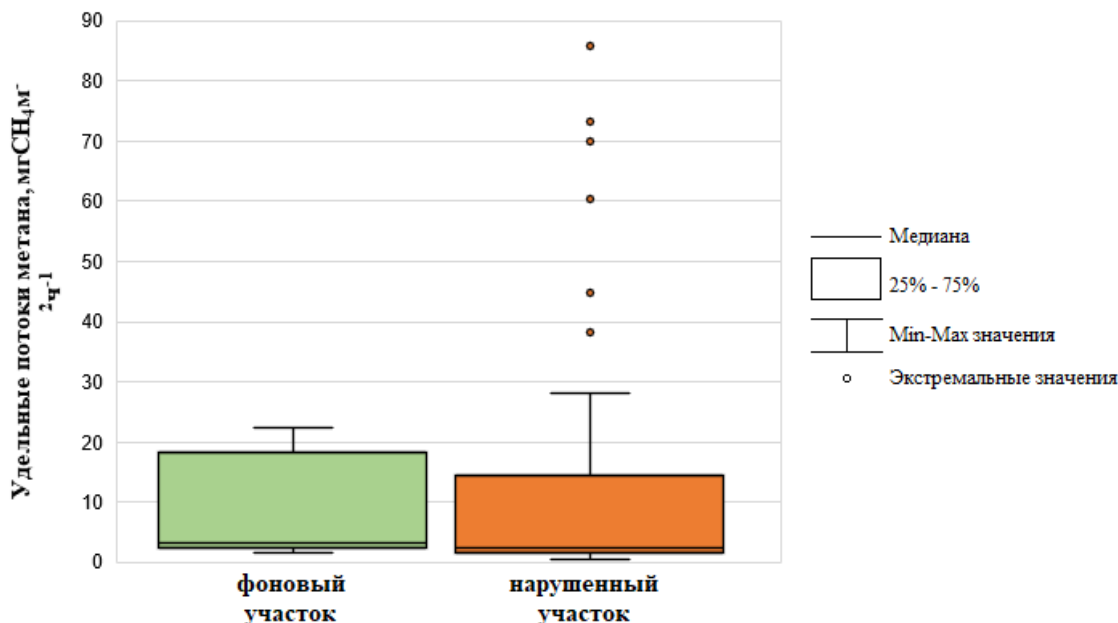


Рис. 3. Статистические характеристики удельных потоков метана на нарушенном и фоновом участках Обского болота.

По результатам полевых измерений удельных потоков метана, фоновый участок характеризуется более высокими медианными значениями УП метана (рис. 3), в 1,5 раза больше, чем на нарушенном. Однако на последнем наблюдается ряд экстремальных значений.

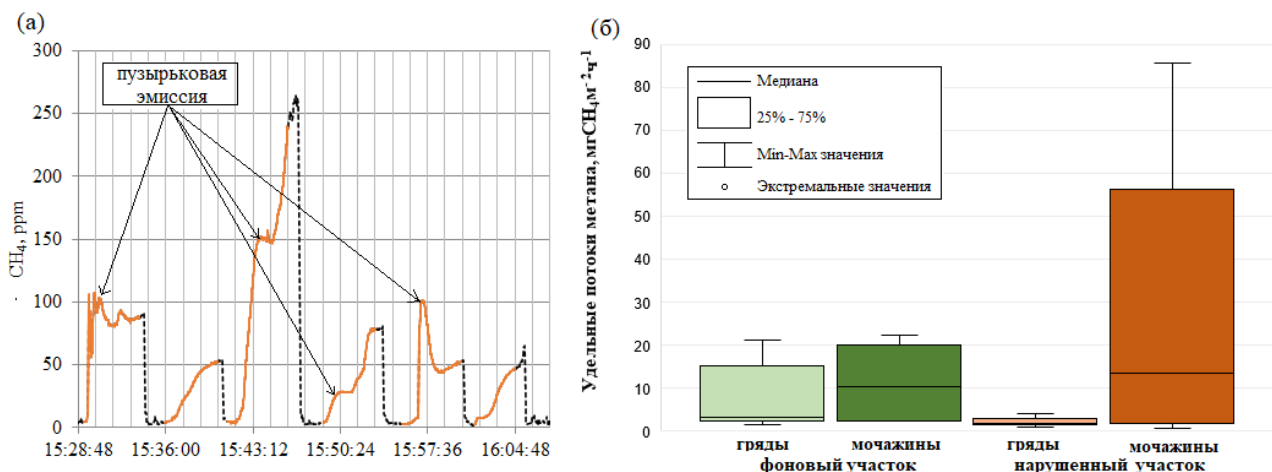


Рис. 4. Эмиссия метана с поверхности Обского болота: (а) – влияние пузырьковой эмиссии на удельные потоки метана из мочажин вблизи сброса сточных вод, (б) - статистические характеристики удельных потоков метана на нарушенном и фоновом участках.

Одна из причин появления этих экстремальных значений нарушенного участка – интенсивная пузырьковая эмиссия из обводненных микропонижений (мочажин). Для наглядности приведены необработанные данные, полученные с газоанализатора (рис. 4а). Пузырьковая эмиссия фиксируется на каждом измерении, внося значительный вклад в диффузионный поток метана.

На фоновом и нарушенном участках медиана удельных потоков метана из мочажин больше, чем из более сухих микроповышений (гряд) (рис. 4б). Это различие обусловлено

положением уровня грунтовых вод. Оно определяет мощность зоны аэрации, где окисляется метан, образующийся в обводненном торфяном пласте (Walter and Heimann, 2000). В результате разложения биомассы и деятельности метаногенных бактерий в анаэробной среде метан может поступать в растворенном виде или в виде пузырьков в аэробную зону, где происходит его окисление (Tan, 2015). Низкий уровень грунтовых вод на грядах способствует окислению метана, а в мочажинах эти процессы замедляются.

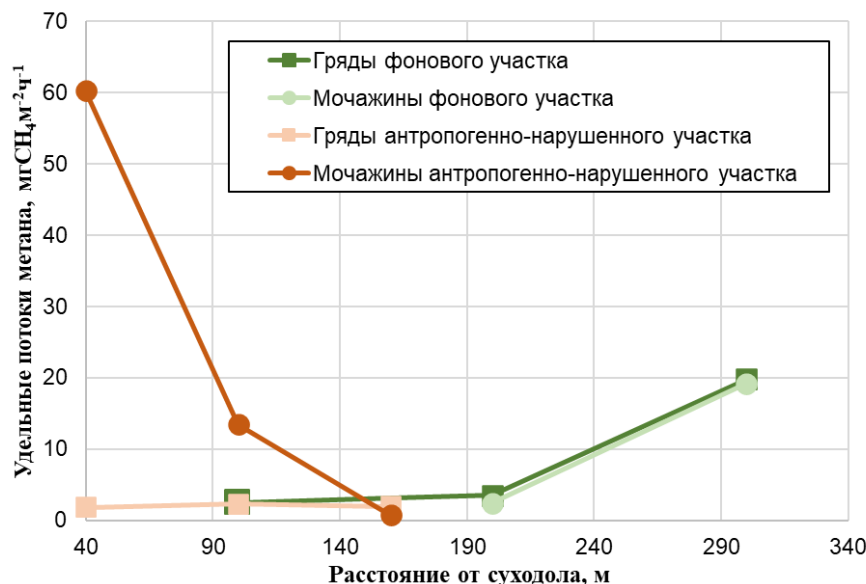


Рис. 5. Пространственная динамика удельных потоков метана на фоновом и антропогенно-нарушенном участках Обского болота.

По мере удаления от суходола эмиссия метана на фоновом участке возрастает как на грядах, так и на мочажинах примерно с 3 до 20 мг*м⁻²*ч⁻¹ (рис. 5). УП гряд нарушенного участка низкие и практически не изменяются, но эмиссия из мочажин имеет очень высокие значения вблизи от выпуска сточных вод, 60 мг*м⁻²*ч⁻¹, резко опускаясь до фоновых на расстоянии 160 метров. По этим данным мы видим увеличение эмиссии метана при приближении к источнику загрязнения.

Выводы. Выявлено значительное увеличение интенсивности потоков метана из мочажин на антропогенно-нарушенном участке вблизи сброса сточных вод. Потоки метана выше с обводненных микропонижений (мочажин), чем с более сухих микроповышений (гряд). Вклад в высокий поток метана вносит пузырьковая эмиссия на нарушенном участке, что отличает этот участок от окружающих. Далее, для выяснения степени влияния сброса сточных вод, мы планируем расширить сеть опробования и отобрать газ на анализ изотопов ¹³C.

Благодарности. Работа выполнена в рамках гранта Президента РФ МК-1684.2022.1.5.

Список литературы:

1. Bastviken D., Cole J., Pace M., Tranvik L. Methane emissions from lakes: Dependence of lake characteristics, two regional assessments, and a global estimate //Global biogeochemical cycles. – 2004. – Т. 18. – №. 4.
2. Birdsey R., Pan Y. Climate change of nature //Nature Climate Change. – 2011. – С. 444-445.
3. Dutaur L., Verchot L. V. A global inventory of the soil CH₄ sink //Global biogeochemical cycles. – 2007. – Т. 21. – №. 4.
4. Hutchinson G. L., Mosier A. R. Improved soil cover method for field measurement of nitrous oxide fluxes //Soil Science Society of America Journal. – 1981. – Т. 45. – №. 2. – С. 311-316.
5. Lovett R. Burying biomass to fight climate change //New Scientist. – 2008. – Т. 2654. – С. 32-35.
6. Strack M. (ed.). Peatlands and climate change. – IPS, International Peat Society, 2008.
7. Tan Z. Quantifying terrestrial and aquatic ecosystem methane emissions with process-based biogeochemistry and atmospheric transport and chemistry models. – 2015.
8. Tremblay, A., Varfalvy, L., Garneau, M., & Roehm, C. Greenhouse gas emissions-fluxes and processes: hydroelectric reservoirs and natural environments //Springer Science & Business Media. – 2005.

9. Walter B. P., Heimann M. A process-based, climate-sensitive model to derive methane emissions from natural wetlands: Application to five wetland sites, sensitivity to model parameters, and climate //Global Biogeochemical Cycles. – 2000. – Т. 14. – №. 3. – С. 745-765.
10. Глаголев М. В., Сабреков А. Ф., Казанцев В. С. Измерение газообмена на границе почва/атмосфера //Томск: Изд.-во Томского ГПУ. – 2010.
11. Залесов С. В. Роль болот в депонировании углерода //Международный научно-исследовательский журнал. – 2021. – №. 7-2 (109). – С. 6-9.
12. Колотыгина В. Н., Солдатова Е. А., Кремлева Т. А., Савичев О. Г. Анализ пространственно-временной динамики соединений азота и углерода и показателей окисляемости в природных водах Обского болота //Вестник ВГУ. Серия: География. Геоэкология. – 2023. – №. 4 [принята к публикации].

ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКИЕ ПАРАМЕТРЫ ВОДЫ И ПОТОКИ МЕТАНА И УГЛЕКИСЛОГО ГАЗА С ПОВЕРХНОСТИ ЗАРАСТАЮЩЕЙ ЛИТОРАЛИ ОЗЕРА КУЧАК (ЗАПАДНАЯ СИБИРЬ)

Колотыгина В.Н.¹, Солдатова Е.А.¹, Алисиевич В.Д.¹, Иванов В.¹, Муминов Б.Х.¹

¹ Тюменский государственный университет, г. Тюмень, mns@vkolotygina.ru

Введение. Одной из актуальных проблем в настоящее время является изменение климата, вызванное увеличением количества парниковых газов в атмосфере, особенно углекислого газа и метана (Verdsi et al., 2011; Залесов, 2021). Пресные озера играют существенную роль в глобальном цикле углерода, несмотря на небольшую площадь поверхности Земли, которую они занимают, и, таким образом, потенциально влияют на климат (Cole et al., 2007). Озера являются чрезвычайно активными переносчиками, трансформаторами и секвестраторами значительных количеств углерода, поступающего с суши, и поэтому могут оказывать воздействие, непропорциональное их пространственной протяженности (Dean and Gorham, 1998; Cole et al., 2007; Battin et al., 2008). Например, щелочные озера, к которым относятся некоторые малые озера юга Тюменской области, создают подходящую среду для развития очень специфических микроорганизмов, известных как алкалофилы. Эти экстремофильные организмы обладают особыми и сложными ферментативными системами, которые обеспечивают их выживание и оптимальную физиологическую работоспособность при высоких значениях pH (Horikoshi, 1999). Некоторые из них очень эффективны в процессах фотосинтеза (Santos and Sant'anna., 2010), тогда как другие осуществляют гетеротрофные процессы, включающие, например, метаногенез (McGenity and Sorokin, 2010) и метанотрофию (Khmelenina et al., 2010). Эти уникальные водные экосистемы и их организмы играют важную роль в глобальном углеродном цикле (Duarte et al., 2008). Кроме того, на баланс углерода влияет и растительность, произрастающая на озере, которая является одновременно и поглотителем углекислого газа, и субстратом для метаногенеза, и транспортером парниковых газов со дна к поверхности водоема. В настоящем исследовании мы изучаем временную динамику некоторых интегральных физико-химических параметров воды, а также роль кубышки желтой (*Nuphar lutea*) в эмиссии метана и углекислого газа с поверхности щелочного озера Кучак.

Объект и методика исследования. В качестве объекта наблюдения выбраны участки озера Кучак, расположенного между озерами Янтык и Ипкуль в Нижнетавдинском районе Тюменской области. С озером Ипкуль, а также с озером Максуккуль связано каналами. Площадь водного зеркала 342 га, глубина до 5 м, дно илистое, берег сложен суглинками, местами торфом. Пологие берега озера с севера заболочены, поэтому труднодоступны, на южном берегу расположена д. Кучак и одноименная биостанция Тюменского государственного университета.

Отбор проб воды и измерение потоков метана и углекислого газа производились с 24 мая по 3 августа 2023 года в пределах двух участков: прибрежная полоса, заросшая *Nuphar lutea*, слева от причала биостанции и поселка (Ку-23-02) и более глубокая прибрежная полоса на севере озера, также заросшая более молодыми *Nuphar lutea* (Ку-23-08) (рис. 1).



Рис. 1. Схема размещения пунктов наблюдений за химическим составом вод и потоками метана озера Кучак.

Измерения диффузионных удельных потоков метана производились методом эмиссионных камер с помощью портативного газоанализатора (GasScouter G4301, Picarro) с плавающей камерой (объем надводной части камеры $0,027 \text{ м}^3$, площадь поверхности $0,14 \text{ м}^2$). Удельные потоки рассчитывались при помощи аппроксимации полученных значений линейной регрессией в координатах время-концентрация (Глаголев и др. 2010). Так как удельные потоки метана и углекислого газа имеют распределение, отличное от нормального, и для того, чтобы снизить возможный вклад артефактных значений в результат, в качестве оценки математического ожидания измеренных потоков использовались медианные значения.

Измерения физико-химических параметров воды (T_{water} , ЕС, pH, DO) производились с помощью портативного многопараметрового прибора (мультиметра, WTW Multi 3630 IDS).

Результаты и их обсуждение. По классификации Алекина (Алекин, 1970) воды озера Кучак характеризуются как умеренно пресные, гидрокарбонатные кальциево-магниевонариевые (средняя минерализация 273 мг/л).

В точке Ku-23-02 температура воды в исследуемый период изменялась в пределах $18,6\text{--}26,9^\circ\text{C}$ (рис. 2в). Электропроводность на поверхности находится в диапазоне от 296 мкСм/см до 361 мкСм/см , что является типичными значениями для озер юга Тюменской области (рис. 2а). Показатель pH в течение исследуемого периода возрастает (рис. 2б). На поверхности изменяется в интервале $8,17\text{--}9,23$, то есть среда изменяется от слабощелочной до щелочной, при общем среднем значении $-8,46$. Геохимическая обстановка озера является окислительной. Содержание растворенного кислорода изменяется в широких пределах $8,32\text{--}13,27 \text{ мг/л}$, что соответствует очень чистым водам (рис. 2г).

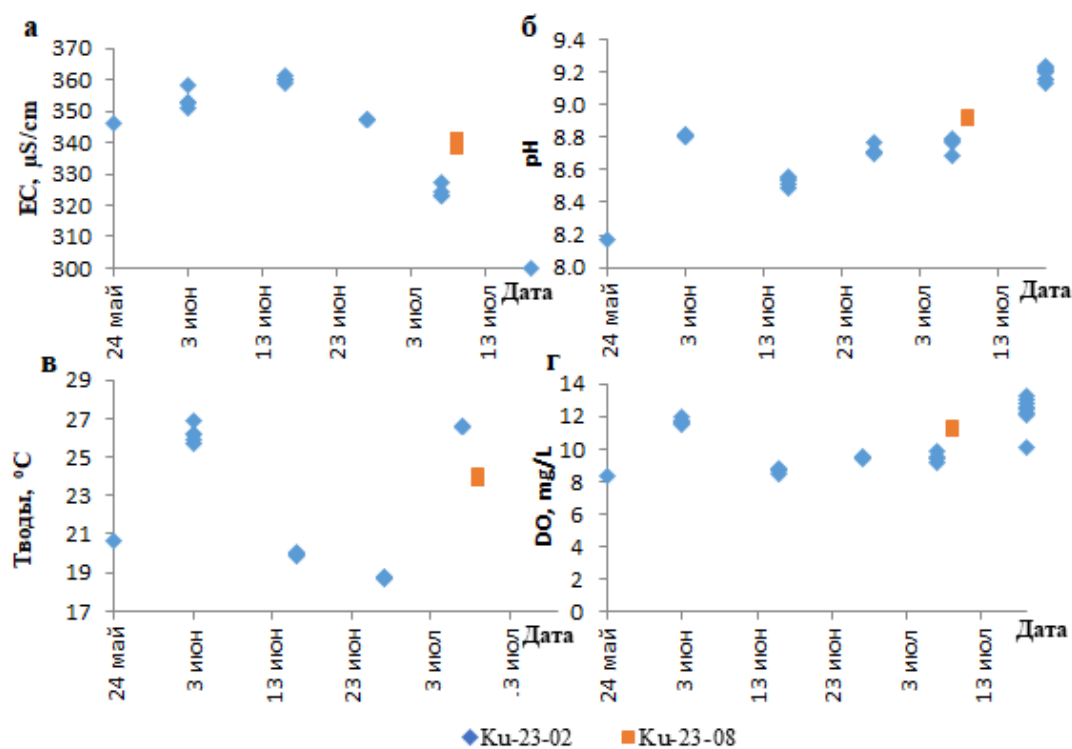


Рис. 2. Временная динамика физико-химических параметров воды озера Кучак: а – электропроводность; б – рН; в – окислительно-восстановительный потенциал; г – содержание растворенного кислорода.

В точке Ku-23-08 температура воды соответствует предыдущей описываемой точке. Электропроводность варьируется в пределах от 338 мкСм/см до 341 мкСм/см (рис. 2а). Показатель рН анализируемых вод равен 8,93, т. е. среда щелочная (рис. 2б). Содержание растворенного кислорода изменяется в интервале 11,26–11,35 мг/л (рис. 2г).

В целом, различия физико-химических параметров воды между двумя точками незначительные.

В результате полевых измерений потоков парниковых газов получены данные, результаты которых представлены в Таблице 1. Выявлено, что потоки метана и углекислого газа в точке Ku-23-02 выше, если на измеряемой поверхности находятся листья *Nuphar lutea*. Это объясняется способностью высших сосудистых растений транспортировать газ, тем самым увеличивая интенсивность потоков парниковых газов (Dacey, 1981).

Эмиссия углекислого газа вместо ожидаемого в щелочной водной среде поглощения может быть связана с дыханием растительности. С другой стороны, одной из причин значительного роста удельных потоков парниковых газов может быть накопление свободного газа под листьями *Nuphar lutea*. При небольшом воздействии на эту экосистему во время измерений камерным методом газы, скопившиеся под листьями, практически одновременно высвобождаются, тем самым увеличивая интенсивность потока в несколько десятков раз по сравнению с реальным диффузионным.

Для проверки выдвинутых гипотез мы провели эксперимент, в ходе которого произвели замеры удельных потоков парниковых газов с поверхности зарастающей литорали в трех вариациях: на свободной поверхности воды, на листьях *Nuphar lutea* и со срезанными листьями *Nuphar lutea*, открывая тем самым аэренхим. В результате было выявлено, что удельные потоки метана на точке Ku-23-02 с поверхности листьев *Nuphar lutea* в несколько раз выше потоков как со свободной воды, так и с поверхностью со срезанными листьями. Подобная картина наблюдается и для удельных потоков углекислого газа. На точке Ku-23-08 потоки метана с листьев *Nuphar lutea* выше, чем со свободной воды, но ниже, чем потоки с участка со срезанными листьями. При этом значительно выше потоки углекислого газа на участке с листьями *Nuphar lutea*.

Таблица 1. Удельные потоки метана и углекислого газа, измеренные на участках зарастающей литорали озера Кучак.

Дата	Участок замера	Медиана УП CH ₄ , мгCH ₄ м ⁻² ч ⁻¹	Медиана УП CO ₂ , мгCO ₂ м ⁻² ч ⁻¹
Ку-23-02 (глубина 0,8 м)			
24.05.2023	<i>Nuphar lutea</i>	4,17	80,39
03.06.2023	<i>Nuphar lutea</i>	1,49	24,96
16.06.2023	<i>Nuphar lutea</i>	17,23	12,92
	свободная водная поверхность	2,80	16,94
27.06.2023	<i>Nuphar lutea</i>	0,34	15,66
	свободная водная поверхность	0,11	-8,43
07.07.2023	свободная водная поверхность	5,10	-17,35
19.07.2023	<i>Nuphar lutea</i>	15,81	-27,71
	<i>Nuphar lutea</i> срезаны	9,56	3,95
	свободная водная поверхность	1,57	-35,10
03.08.2021	<i>Nuphar lutea</i>	90,55	72,01
	<i>Nuphar lutea</i> срезаны	21,72	-12,14
	свободная водная поверхность	1,31	-21,43
Ку-23-08 (глубина 1,5 м)			
09.07.2023	<i>Nuphar lutea</i>	0,28	160,13
	<i>Nuphar lutea</i> срезаны	26,57	4,46
	свободная водная поверхность	0,15	-11,16

Выводы. Различия в потоках парниковых газов после срезания листьев *Nuphar lutea* могут быть связаны с физиологическими особенностями растений разного возраста. Однако более представительной выглядит гипотеза влияния глубины. Ввиду в два раза большей глубины на участке Ку-23-08, пузырьки метана, поднимающиеся со дна водоема, в присутствии кислорода окисляются до углекислого газа увеличивая тем самым потоки последнего (что и отмечается на данном участке). Проверка гипотезы требует дальнейших исследований.

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта РНФ 23-77-10012.

Список литературы:

- Battin T. J. et al. Biophysical controls on organic carbon fluxes in fluvial networks //Nature geoscience. – 2008. – Т. 1. – №. 2. – С. 95-100.
- Birdsey R., Pan Y. Climate change of nature //Nature Climate Change. – 2011. – С. 444-445.
- Cole J. J. et al. Plumbing the global carbon cycle: integrating inland waters into the terrestrial carbon budget //Ecosystems. – 2007. – Т. 10. – С. 172-185.
- Dacey J. W. H. Pressurized ventilation in the yellow waterlily //Ecology. – 1981. – Т. 62. – №. 5. – С. 1137-1147.
- Dean W. E., Gorham E. Magnitude and significance of carbon burial in lakes, reservoirs, and peatlands //Geology. – 1998. – Т. 26. – №. 6. – С. 535-538.
- Duarte C. M. et al. CO₂ emissions from saline lakes: A global estimate of a surprisingly large flux //Journal of Geophysical Research: Biogeosciences. – 2008. – Т. 113. – №. G4.
- Horikoshi K. Alkaliphiles: some applications of their products for biotechnology //Microbiology and molecular biology reviews. – 1999. – Т. 63. – №. 4. – С. 735-750.
- Khmelenina V. N. et al. Structural and functional features of methanotrophs from hypersaline and alkaline lakes //Microbiology. – 2010. – Т. 79. – С. 472-482.
- McGenity T. J., Sorokin D. Y. Methanogens and methanogenesis in hypersaline environments //Handbook of hydrocarbon and lipid microbiology. – 2010. – С. 665-680.
- Santos K. R. S., Sant'anna C. L. Cianobactérias de diferentes tipos de lagoas ("salina", "salitrada" e "baía") representativas do Pantanal da Nhecolândia, MS, Brasil //Brazilian journal of botany. – 2010. – Т. 33. – С. 61-83.
- Алекин О. А. Основы гидрохимии/О. А. Алекин //Л.: Агропромиздат. – 1970.
- Глаголев М. В., Сабреков А. Ф., Казанцев В. С. Измерение газообмена на границе почва/атмосфера //Томск: Изд.-во Томского ГПУ. – 2010.
- Залесов С. В. Роль болот в депонировании углерода //Международный научно-исследовательский журнал. – 2021. – №. 7-2 (109). – С. 6-9.

РАСПЛАВНЫЕ ВКЛЮЧЕНИЯ ПРИМИТИВНЫХ ГРАНИТОИДОВ САЛМИНСКОГО АНОРТОЗИТ-РАПАКИВИГРАНИТНОГО КОМПЛЕКСА: СОСТАВ, ЛЕТУЧИЕ

Коньшев А.А.^{1,2}

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, г. Петрозаводск.

²Институт экспериментальной минералогии РАН, г. Черноголовка.

Введение. Анортозит-рапакивигранитные комплексы (далее – АРГК) пород являются «визитной карточкой» докембрийского магматизма на нашей планете. Магматизм образующий данные комплексы испытал широкое развитие в интервале 2-1 млрд. лет назад и в настоящее время не имеет прямых аналогов. Считается, что гранитоидные породы входящие в эти комплексы являются представителями гранитов А-типа (Ramö and Naapala, 1995). Одним из представителей АРГК является и Салминский батолит (Ларин, 2011). С подобными комплексами пород, в мире связаны разнообразные месторождения полезных ископаемых, в том числе уникальные.

Транспортными агентами для рудного вещества, ответственными за его мобилизацию и переотложение при постмагматических процессах являются летучие компоненты, высвобождающиеся при дегазации расплава, в том числе: H₂O, F, Cl. В данной работе представлены данные о оценке содержания этих компонентов при образовании примитивных гранитоидов АРГК.

Геологический очерк. Салминский АРГК расположен в Карелии, на стыке свекофеннского орогена и Карельского кратона, на северо-восточном берегу Ладожского озера. Время образования - мезопротерозой (Neumark et al., 1994; Amelin et al., 1997). В данном исследовании использован материал: дайки гранит-порфиров (Коньшев и др., 2020; Konyshev 2023), кварцевые диориты (мангерит- подобная порода) (Жданова, 2012).

Методика. Из дайки гранит-порфиров были выделены монофракции циркона и кварца, из кварцевых диоритов - циркона. Монофракции минералов для исследований выделялась при помощи растворения породы во фтористоводородной кислоте. Для выделения циркона порода растворялась целиком, для выделения кварца это достигалось путём периодического соскабливания его зерен с поверхности гранит-порфиров, так как основная масса, в которой они находятся – мелкозернистая и растворяется с большей скоростью.

Эксперименты по гомогенизации расплавных включений проводили на установке высокого давления УВД 10000 (ИЭМ РАН) в атмосфере аргона при 1500 МПа и 1000 °С. Время прогрева при данных Т-Р параметрах – 6 часов, после чего происходила закалка. Эксперименты с нагревом зерен кварца, в связи с наличием полиморфного перехода между α и β разновидностями при охлаждении, для контроля герметичности включений проводились в герметичных ампулах с добавлением дейтериевой воды и порошка кварцевого стекла. Растворимость кварцевого стекла в воде выше растворимости кварца (Копейкин и Михайлов, 1970) - таким образом контролировалось растворение кварца в воде, а наличие значимого количества дейтерия во включении после прогрева является критерием его негерметичности согласно (Смирнов и др., 2011).

Продукты эксперимента монтировались в шашки из эпоксидной смолы и сполировывались до вскрытия включений минералообразующих сред. После вскрытия включений полировкой – они исследовались при помощи точечных методов анализа. При помощи рентгеноспектрального микроанализа Jeol JXA 8200 (ИГМ СО РАН) и методом масс-спектрометрии вторичных ионов на Cameca IMS-4F (ЯФ ФТИАН РАН).

В кристаллах кварца, при помощи SIMS было определено содержание Ti, по которому с использованием Ti-термометра (Wark & Watson, 2006) была определена температура его формирования. В гомогенизированных расплавных включениях в кварце при помощи SIMS было определено содержание Zr, что позволило воспользоваться Zr термометром (Watson & Harrison, 1983) и определить температуру их захвата.

Для отображения значений SiO₂ на диаграммах из состава расплавных силикатных включений в цирконе производилось вычитание необходимого количества SiO₂ из

приходящегося на определенное содержание Zr по стехиометрии циркона. Для расплавных включений из кварца подобного не проводилось.

Результаты. Составы расплавных силикатных включений в цирконах и кварце, в целом, близки (рис. 1 а и б). Однако, для расплавных включений в цирконе наблюдается сильный разброс значений по количеству SiO_2 , а для расплавных включений в кварце разброс в сторону увеличения щёлочности при плавном уменьшении SiO_2 , в сторону поля фоновитов. Среди расплавных включений из кварца не всегда наблюдалось полное плавление включений. Особенно значимым это было для включений из небольших идиоморфных кристаллов, где полное плавление наблюдалось лишь в 1/4 случаев. В таких случаях в центральной части присутствовал недоплавленный калишпат. Все включения с признаками неомогенности были отброшены из выборки. Все составы расплавных включений в кварце смещаются в область обогащённую К.

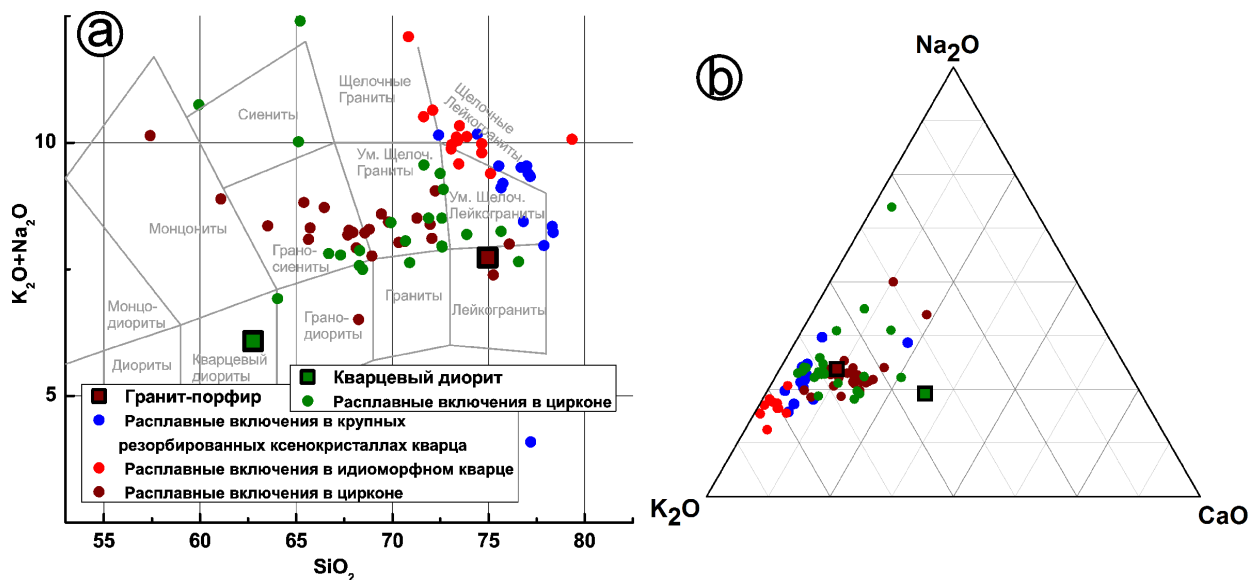


Рисунок 1. Составы гомогенизированных расплавных включений в минералах. а - диаграмма TAS; б - треугольная диаграмма содержания оксидов щелочных элементов. условные обозначения на изображении б идентичны таковым для изображения а.

Содержание летучих компонентов в расплавных силикатных включениях по данным SIMS показано на (рис. 2). Полученные при помощи термометров температуры, а также по данным (Konyshev, 2023) представлены на (рис. 3).

Обсуждение. Разброс составов расплавных включений в кварце в сторону составов чистого калишпата может быть объяснено артефактами кристаллизационных процессов. В результате роста кварца - окружающий кристалл расплав обедняется по SiO_2 и обогащается К за счет кристаллизации калишпата. При зарастании "заливов" в кварце и капсулирования включений - валовый состав последних будет сильно искажён. SiO_2 в расплавных включениях в кварце завышен из-за перегрева включений, однако можно предположить, что содержание SiO_2 в них будет меньше на первые %.

Основная масса расплавных включений за исключением РВ из идиоморфного кварца содержит менее 0.5 мас.% F. Незначительное количество рв имеют содержания F 1-1.2 мас.% (рис. 2, а). Содержание Cl во всех типах РВ близко и составляет не более 0.5 мас.% за исключением 3 анализов (рис. 2, б). Содержание воды во всех изучаемых РВ составило не более 1.75 мас%, что является значениями ниже насыщения расплава водой. Однако, данные значения могут быть занижены из-за перегрева и последующей потере при диффузии при гомогенизации РВ (рис. 2, с). Расплавные включения из позднего идиоморфного кварца обогащены F и обеднены H_2O , что резко контрастирует с другими РВ (рис. 2, d). Вероятно, это также связано с артефактами кристаллизации и захватом флюорита, который был обнаружен ранее в виде тонковкрапленной минерализации в раскристаллизованных включениях (Konyshev, 2023).

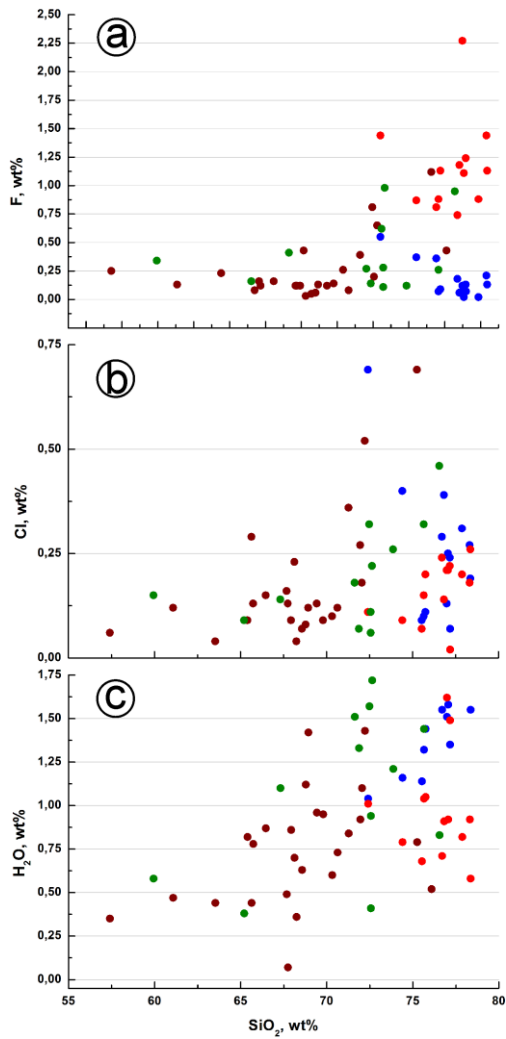


Рисунок 2. Летучие компоненты в гомогенизированных расплавных включениях по данным SIMS в зависимости от содержания SiO_2 . (Условные обозначения идентичны таковым для рисунка 1 а)

a - содержание F

b - содержание Cl

c - содержание воды

d - относительные содержания летучих компонентов.

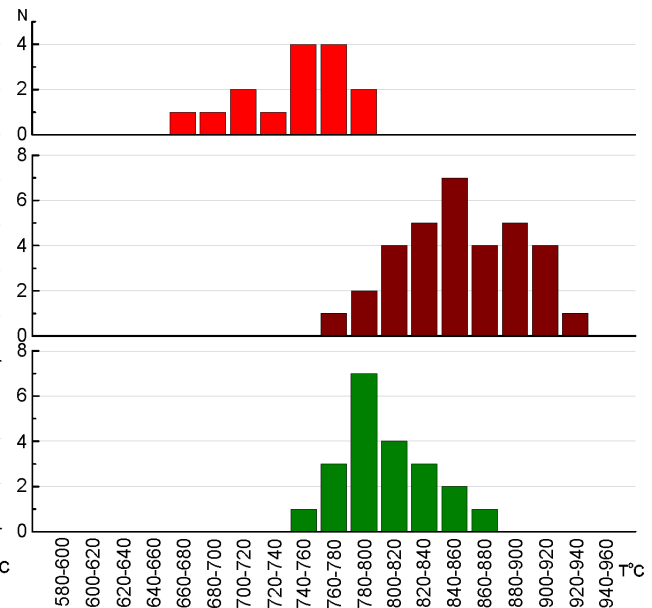
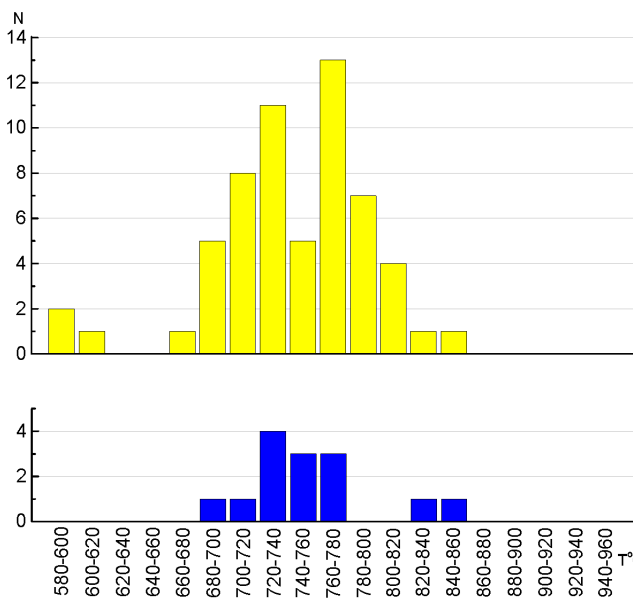
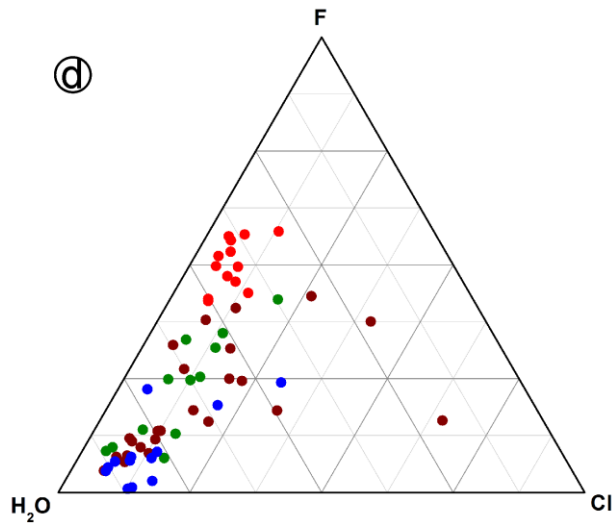


Рисунок 3. Оценки температур образования кварца и циркона, захвата расплавных включений в кварце. Цвета идентичны таковым для рисунка 1 а. N - количество определений. Для гранит-порфиров: Ti в кварце - 59 измерений, 7 зерен; Zr в расплавных включениях в крупном кварце - 14 измерений, в мелких идиоморфных зернах - 15 измерений; Ti в цирконе 33 точки, 10 зерен (Konyshev, 2023). Для кварцевых диоритов: Ti в цирконе 21 точка, 7 зерен.

Температуры захвата расплавных включений в кварце из гранит-порфиров определенные по Zr термометру попадают в поле температур образования кварца определенное по Ti термометру. Температуры образования циркона из этой же породы несколько выше, поэтому расплавные включения из циркона должны отображать более ранние составы расплава. Температуры образования цирконов из кварцевых диоритов, определенные аналогичным образом, показывают меньшие температуры, чем для гранит-порфиров.

Выводы. Расплавы примитивных гранитоидов, ассоциирующих с Салминским АРГК, на начальных этапах имели относительно высокие для гранитов температуры, были недосыщены по воде, имели относительно высокие содержания F и Cl.

Работа выполнена за счет НИР ИГ КарНЦ РАН, тема 216; на ранних этапах за счёт грантов РФФИ: 15-05-03393 и 18-05-01101

Список литературы

1. Жданова В.С. Изучение пород на контакте с гранитами рапакиви салминского массива // Труды Международной молодежной конференции «Науки о Земле и Цивилизация», Науки о Земле. Санкт-Петербург, Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2012.
2. Копейкин В.А., Михайлов Ф.С. Растворимость и формы кремнезёма в разбавленных растворах при нормальных условиях // ДАН СССР. 1970. Т. 191. № 4. С. 917–920.
3. Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. Санкт-Петербург. Изд-во: Наука. 2011. 402 с.
4. Смирнов С.З., Томас В.Г., Соколова Е.Н., Куприянов И.Н. Экспериментальное исследование герметичности включений водосодержащих силикатных расплавов при внешнем давлении D2O при 650 ° С и 3 кбар // Геология и геофизика. 2011. Т. 52. № 5. С. 690–703.
5. 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. <https://doi.org/10.1007/s004100050285>.
6. Konyshev, A.A.; Anosova, M.O.; Rusak, A.A.; Alekseev, I.A.; Yakushev, A.I.; Shapovalov, Y.B. Dikes of Quartz Porphyry and Their Role in the Formation of the Salmi Batholith (South Karelia). *Dokl. Earth Sci.* 2020, 491, 127–130. <https://doi.org/10.1134/S102833420030083>.
7. Konyshev, A. Natural Experiment on the Extraction and Quenching of Rapakivi-like Magmas: Traces of Interaction with the Mafic Melts and Their Derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia). *Minerals* 2023, 13, 527. <https://doi.org/10.3390/min13040527>
8. Neymark, L.A.; Amelin, Y.V.; Larin, A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite–Anorthosite batholith (Karelia, Russia). *Contrib. Mineral. Petrol.* 1994, 50, 173–193. <https://doi.org/10.1007/BF01160146>.
9. Rämö, O.T., Haapala, I. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology* 52, 129–185 (1995). <https://doi.org/10.1007/BF01163243>
10. Wark, D.A. & Watson, E.B. 2006. TitaniumQ: a titanium-in-quartz geothermometer. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, 152, 743–754.
11. 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. DOI:10.1016/0012-821X(83)90211-X.

ГЕОФИЗИЧЕСКИЕ ОГРАНИЧЕНИЯ ПРИ МОДЕЛИРОВАНИИ ТЕПЛОЙ ЭВОЛЮЦИИ ЛУНЫ

Кронрод Е.В., Кусков О.Л., Кронрод В.А.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, e.kronrod@geokhi.ru

Введение. Геофизические (сейсмические и селенодезические) данные дают косвенную информацию о строении лунных недр и являются основными ограничениями при моделировании тепловой эволюции Луны. С учетом существующих ограничений в данной работе методами численного моделирования были определены распределения температуры в Луне от 500 млн лет до настоящего времени.

Модель Луны. Рассматривается модель Луны, состоящей из коры, верхней и нижней мантии, зоны пониженной вязкости (LVZ – low velocity/viscosity zone) и ядра. Физические свойства мантии (плотность, теплопроводность, тепловыделение) задавались в соответствии с хондритовой моделью с учетом оценок тепловыделения, полученных для модели

магматического океана. Распределение радиоактивных источников задавалось на основании оценок, полученных в работе (Кронрод и др., 2015).

Геофизические ограничения. Граница верхняя-средняя мантия маркирует подошву лунного магматического океана (ЛМО – lunar magma ocean), ниже находится первичная недифференцированная мантия, не затронутая процессами частичного плавления. Глубина границы между верхней и нижней мантией (750 км) задается в соответствии с сейсмической границей по модели (Gagnepain_Beyneix et al., 2006).

О существовании частично расплавленного слоя LVZ свидетельствуют сейсмофизические и электромагнитные данные, затухание сейсмических волн в основании нижней мантии (Khan et al., 2014; Williams et al., 2014), а также повторный анализ сейсмических данных (Weber et al., 2011). Внешняя граница LVZ задается на $R = 550$ км, поскольку очаги самых глубоких лунотрясений лежат на глубине ~ 1200 км (Weber et al., 2011; Garcia et al., 2011). Вязкость в зоне LVZ задается по данным (Tan, Harada, 2021) – 3×10^{16} Pa s.

Метод решения. Распределение температуры в Луне определялось с помощью численного решения одномерного нестационарного уравнения теплопроводности в приближении центральной симметрии, учитывающего как кондуктивный, так и конвективный теплоперенос, а также процессы нагрева вещества мантии за счет энергии радиоактивного распада.

Результаты. Полученные в результате расчетов распределения температуры (рис. 1) согласуются с геофизическими ограничениями, а также предыдущими оценками распределения температуры в Луне, рассчитанным по сейсмическим данным (Kuskov and Kronrod, 2009).

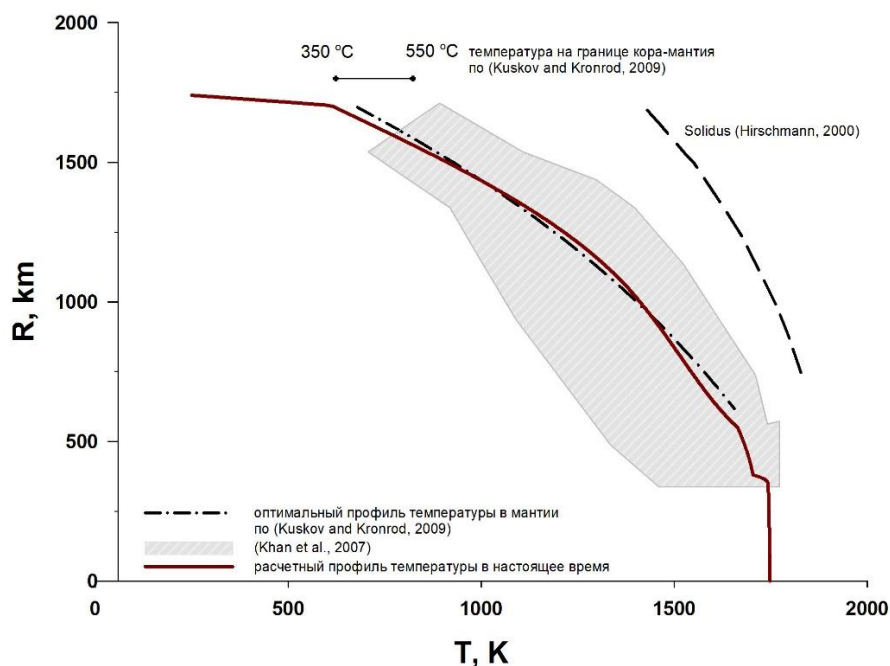


Рис. 1. Расчетный профиль температуры в настоящее время

Работа выполнена при финансовой поддержке Госзадания ГЕОХИ РАН.

Список литературы

1. Кронрод Е.В., Кронрод В.А., Кусков О.Л. Ограничения на тепловой режим и содержание урана в Луне для модели магматического океана с условиями частичного плавления мантийного вещества в окрестности ядра // В сб. Исс. Солн. Систем/ к 80-летию М.Я. Марова, ИКИ, 89 – 101 (2015)
2. Gagnepain-Beyneix J., Lognonné P., Chenet H. et al. A seismic model of the lunar mantle and constraints on temperature and mineralogy // *Phys. Earth Planet. Inter.* 2006. V. 159. P. 140-166.
3. Khan A., Connolly J.A.D., Pommier A., Noir J. Geophysical evidence for melt in the deep lunar interior and implications for lunar evolution. *J. Geophys. Res. Planets.* 2014. V. 119, P. 2197-2221. <http://dx.doi.org/10.1002/2014JE004661>
4. Williams J.G., Konopliv A.S., Boggs D.H., Park R.S., Yuan D-N., Lemoine F.G., Goossens S., Mazarico E., Nimmo F., Weber R.C., Asmar S.W., Melosh H.J., Neumann G.A., Phillips R.J., Smith D.E., Solomon S.C., Watkins M.M.,

- Wieczorek M.A., Andrews-Hanna J.C., Head J.W., Kiefer W.S., Matsuyama I., McGovern P.J., Taylor G.J., Zuber M.T. Lunar interior properties from the GRAIL mission. *J. Geophys. Res.: Planets*. 2014. V. 119 № 7. P. 1546-1578. <https://doi.org/10.1002/2013JE004559>
5. Weber R.C., Lin P., Garnero E.J., Williams Q., Lognonné P. Seismic detection of the lunar core. *Science*. 2011. V. 331. P. 309–312. <https://doi.org/10.1126/science.1199375>
6. Garcia R.F., Gagnepain-Beyneix J., Chevrot S., Lognonné P. Very preliminary reference Moon model. *Phys. Earth Planet. Inter.* 2011. V. 188. P. 96–113. <http://dx.doi.org/10.1134/S1069351311070044>
7. Tan Y., Harada Y. Tidal constraints on the low-viscosity zone of the Moon, *Icarus*. 2021. V. 365. 114361. <https://doi.org/10.1016/j.icarus.2021.114361>.
8. Kuskov O.L., Kronrod V.A.. Geochemical constraints on the model of the composition and thermal conditions of the Moon according to seismic data. *Izv. Phys. Solid Earth*. 2009. V. 45. P. 753–768

РЕГОЛИТ И ПЛАЗМЕННО-ПЫЛЕВАЯ ДИНАМИКА ЛУНЫ

Кузнецов И.А., Захаров А.В., Дольников Г.Г., Ляш А.Н., Шаикова И.А., Карташева А.А., Дубов А.Е.

Институт космических исследований РАН, Москва, kia@cosmos.ru

Введение. Во время космических миссий кораблей Apollo к Луне было замечено, что солнечный свет рассеивается в области терминатора: зоны между «днем» и «ночью». Это, в свою очередь, приводит к формированию лунных зорь (lunar horizon glow) и стримеров над лунной поверхностью (Попель, 2018). Последующие наблюдения показали, что рассеяние света, скорее всего, происходит на заряженных частицах пыли, источником которых служит поверхность Луны. Данные спускаемых космических аппаратов Surveyor позволили сделать вывод, что микронные пылевые частицы могут парить приблизительно в 10–30 см от поверхности Луны. В миссиях Apollo проводились визуальные наблюдения с целью доказать существование субмикронной пыли в лунной экзосфере на высотах вплоть до 100 км. Наличие субмикронной пыли над Луной подтверждают недавние наблюдения американского лунного орбитального аппарата LADEE (Lunar Atmosphere and Dust Environment Explorer). Оказалось, что вокруг Луны, по крайней мере, на высоте от 1 до 260 км, непрерывно присутствует пылевое облако (Horányi et al., 2015).

Для изучения динамики пыли и пылевой плазмы в лабораторных условиях подготовлена серия экспериментальных работ, позволяющих оценить факт наличия и степень влияния внешних воздействий на такую динамку. Экспериментальная установка позволяла создавать условия воздействия жесткого УФ и электрического поля на образцы пылевых частиц. Эксперимент проводился с учетом масштабирования для условий Луны и безатмосферных тел как по воздействующим параметрам, так и по разнице в гравитации и исследуемом объеме. Для получения траекторий частиц используется подход стереорегистрации (Zakharov et al., 2021). Проведены эксперименты, показывающие количественную зависимость активации пыли от типа и интенсивности внешнего воздействия. Определены граничные условия по воздействию электрического поля и ультрафиолета, при которых начинается процесс активации пыли. Для частиц камчатского андезита 36...50 мкм активация электрическим полем начиналась при $E=4,1$ кВ/см; для таких же частиц активация электрическим полем и УФ с $\lambda=146$ нм начиналась при $E=1,3...1,6$ кВ/см; при этом динамика носит скорее спорадический характер.

Также готовится ряд экспериментов по изучению лунной пылевой динамики *in situ*.

Работа выполнена при финансовой поддержке Программы 10 Экспериментальная Лабораторная Астрофизика и Геофизика ИЦФМ.

Список литературы

1. Попель С.И. Лунная пыль // «Химия и жизнь». – 2018 – №5.
2. Horányi, M., Szalay, J., Kempf, S. et al. A permanent, asymmetric dust cloud around the Moon // *Nature* 522, 324–326 (2015). <https://doi.org/10.1038/nature14479>
3. Zakharov A.V. et al., Recovery of dust particles trajectories in modeling physical processes in the near-surface exosphere of the Moon, *Measurement*, Volume 171, 2021, 108831, ISSN 0263-2241, <https://doi.org/10.1016/j.measurement.2020.108831>

НОВЫЕ ДАННЫЕ U/Pb-ДАТИРОВАНИЯ МЕЛОВЫХ МАГМАТИЧЕСКИХ ПОРОД БАДЖАЛЬСКОГО ТЕРРЕЙНА (СРЕДНЕЕ ПРИАМУРЬЕ)

Лебедев А.Ю., Александров И.А., Ивин В.В., Ивина В.В.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, Владивосток, lcab@mail.ru

Юрский Баджальский аккреционный террейн расположен на юге Дальнего Востока России, на территории Хабаровского края, и входит в структуру Сихотэ-Алинского орогенного пояса (рис 1а). Осадочное основание представляет собой чередование пачек слоистых терригенных пород с подчиненными телами базальтов, каменноугольно-пермских известняков, пермских и триасовых кремней. Мощность этого комплекса отложений оценивалась до 4 км. (Геодинамика и магматизм..., 2006).

Магматические породы Баджальского террейна объединены в несколько плутонических и вулканических комплексов мелового возраста главным образом среднего и кислого состава. Предшественниками для интрузивных пород получены немногочисленные датировки в диапазоне 91.5-101.0 млн. лет (Государственная геологическая..., 2009; Гоневчук и Гоневчук, 2013). В данной работе мы представляем новые данные U/Pb датирования аксессуарных цирконов методом LA-ICPMS в гранитоидах и вулканических породах Баджальского террейна.

В пределах Баджальского террейна выделяется Баджало-Мяочанская полиметалльно-вольфрам-оловорудная минерагеническая область, включающая три рудных района с четырьмя крупными и множеством более мелких месторождений олова. В качестве попутных компонентов на месторождениях присутствуют медь, вольфрам, свинец, цинк, а для двух месторождений на баланс поставлены также запасы ниобия и индия. Рудная минерализация генетически связана с меловым этапом магматизма Баджальского террейна.

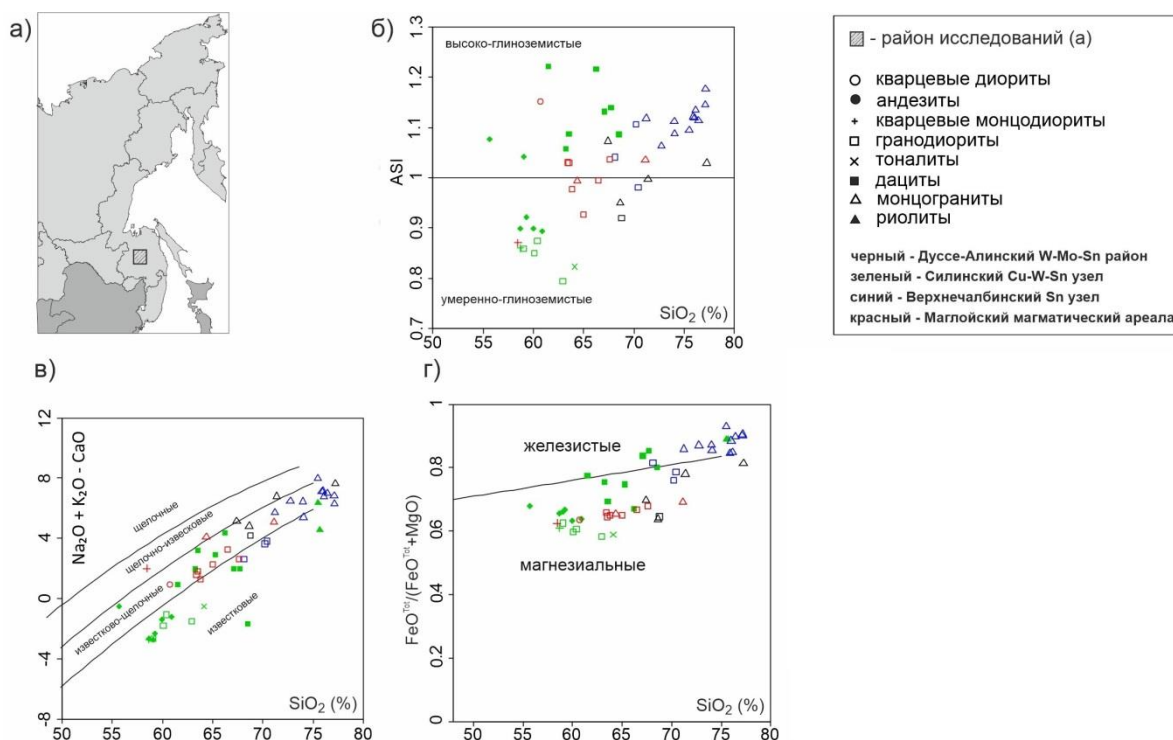


Рис. 1. Обзорная карта с указанием района исследований (а) и геохимические диаграммы (Frost, 2008) для изучаемых пород (б-г).

По пространственной связи с рудной минерализацией изученные породы можно разбить на четыре группы (с севера на юг): гранитоиды Дуссе-Алинского вольфрам-молибден-оловорудного района (1), гранитоиды и вулканыты Силинского медь-вольфрам-оловорудного узла (2) и гранитоиды Верхнечалбинского оловорудного узла (3) Комсомольского оловорудного района, гранитоиды Маглойского магматического ареала (4), расположенного

на юге террейна за пределами оконтуренных рудных районов (Гоневчук и Гоневчук, 2008). В дальнейшем для простоты эти группы пород будем называть здесь, соответственно: дуссеалинские, силинские, верхнечалбинские и маглойские.



Рис. 2. Диаграммы средневзвешенной оценки возраста: (а) – дуссеалинский монцогранит; (б-д) – силинские гранитоиды и вулканиты; (е-з) – верхнечалбинские монцограниты; (и) – маглойский гранодиорит.

Гранитоиды, изученные в пределах Дуссе-Алинского вольфрам-молибден-оловорудного района (5 обр.), на государственной геологической карте отнесены к позднемеловому баджало-дуссеалинского комплексу. Они представлены Nb-Vt гранодиоритами и монцогранитами. Для Силинского медь-вольфрам-оловорудного узла изучены Vt-Nb тоналиты, кварцевые монцодиориты и гранодиориты мяочанского комплекса, а также андезиты, дациты и риолиты холдаминской и амутской свит (итого 22 обр.). Образцы гранитоидов мяочанского комплекса Верхнечалбинского оловорудного узла (14 штук) представлены биотитовыми гранодиоритами и монцогранитами (иногда с Nb). Среди пород мяочанского комплекса (анаджаканского по (Гоневчук и Гоневчук, 2008)) Маглойского магматического ареала изучены Vt-Nb диориты, кварцевые диориты и монцодиориты, Nb-Vt

гранодиориты и Wt монцограниты (10 обр.). Итого исследованы петрографические и геохимические особенности 51 образца магматических пород.

Рассматриваемые породы по химическому составу варьируют от умеренно- до высокоглиноземистых (рис 1б) магматитов известково-щелочной, реже известковой серий (рис 1в). Большая часть из них относятся к магнезиальным, но наиболее дифференцированные верхнечалбинские гранитоиды и силинские вулканиты Комсомольского оловорудного района попадают в поле железистых магматических пород (рис. 1г).

Рассматриваемые магматические породы всех групп в целом имеют сходный характер распределения микроэлементов, как на нормализованных к примитивной мантии мультиэлементных диаграммах, так и на нормализованных к хондриту диаграммах РЗЭ. Для них характерны отрицательные аномалии Ba, Nb, Ta, Eu и Ti, и положительные аномалии K и Pb. Спектры распределения РЗЭ асимметричные, при этом более сильно фракционированы легкие РЗЭ, а в области тяжелых РЗЭ наклон кривых выполаживается. Размер отрицательной аномалии Eu отличается от незначительной (~0.9) до очень резкой в крайне дифференцированных разностях (~0.1). Сумма РЗЭ от 55 до 255 ppm.

В результате U/Pb датирования пород были получены следующие результаты. Для монцогранита Дуссе-Алинского вольфрам-молибден-оловорудного района получена датировка 88.6 млн лет (рис. 2а). В пределах Комсомольского оловорудного района датированы четыре образца Силинского рудного узла (рис. 2б-д), представленные двумя гранитоидами с возрастом 99.7 и 98.7 млн лет (рис. 2б,д), андезитом холдаминской свиты с возрастом 90.6 млн лет (рис. 2в) и андезитом амутской свиты – 84.2 млн лет (рис. 2г). Также датировано три гранитоида Верхнечалбинского рудного узла (Чалбинский массив) в узком диапазоне 88.5-91 млн лет (рис. 2е-з). В пределах Маглойского магматического ареала датирован образец гранодиорита возрастом 85.6 млн лет (рис. 2и).

Таким образом, в результате U/Pb-датирования меловых магматических пород Баджальского террейна (Среднее Приамурье) выявлено три главных магматических этапа: 1) 100-98 млн лет, проявленный только в пределах Силинского медь-вольфрам-оловорудного узла; 2) 91-88 млн лет, проявленный в пределах Дуссе-Алинского вольфрам-молибден-оловорудного района, а также обоих рудных узлов Комсомольского оловорудного района; 3) 86-84 млн лет, проявленный в пределах Силинского рудного узла и Маглойского магматического ареала. Исходя из геохимических характеристик изученных пород, вероятно, они были образованы при участии единого основного источника в сходных геодинамических условиях.

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда в рамках гранта 22-17-00198.

Список литературы

1. Геодинамика, магматизм и металлогения Востока России: в 2 кн./под ред. А.И. Ханчука. – Владивосток: Дальнаука, 2006.- Кн. 1. – С. 1-572 + цв. карта
2. Гоневчук В.Г., Гоневчук Г.А. Состав и генезис интрузивной ассоциации Маглойского магматического ареала (Центральное Приамурье) // Тихоокеанская геология. 2008. Т. 27, № 1. С. 44–59.
3. Гоневчук Г.А., Гоневчук В.Г., Гетерогенность и полихронность Чалбинского гранитоидного массива (Комсомольский рудный район, Дальний восток, Россия) в связи с новыми представлениями о геологическом строении региона //Тихоокеанская геология. 2013. Т. 7. С. 369-383.
4. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Дальневосточная. Лист М-53 — Хабаровск (объяснительная записка). Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2009 г.: [Электронный ресурс] : цифровой каталог Госгеолкарт 1000/3, изданных КФ ВСЕГЕИ.
5. Frost, B.R. & Frost, C.D. (2008) A geochemical classification for feldspathic igneous rocks. *Journal of Petrology* 49, 1955–1969

О ХАРАКТЕРЕ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ И ТЕМПЕРАТУРНЫХ УСЛОВИЯХ МЕТАМОРФИЗМА В ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ СТРУКТУРАХ КАРЕЛЬСКОГО КРАТОНА

Лютиков А.В.

Институт Геологии КарНЦ РАН, Петрозаводск, Andrew-Greener@yandex.ru

На Карельском кратоне расположены два крупных бассейна палеопротерозойского осадконакопления. В северной части кратона находится Пана-Куоляярвинский синклиниорий, в южной – Северо-Онежский, являющийся самой крупной палеопротерозойской структурой на Карельском кратоне.

Изучение геологической истории этих бассейнов позволяет сравнить процессы осадконакопления, происходившие в ятулийское и людииковское время в разных частях кратона. Выяснение сходства и различий в условиях осадконакопления в палеопротерозое и температурных условий метаморфических преобразований пород в данных структурах и стало целью работы.

Фактическим материалом послужили образцы, собранные в ходе полевого сезона 2022 года в южной части Пана-Куоляярвинского синклинория (р-он оз. Соваярви), каменный материал по разрезам Северо-Онежского синклинория, полученный ранее, а также опубликованные данные.

Пана-Куоляярвинский синклиниорий, шириной около 30 км, простирается субмеридионально на расстояние около 100 км. Он расположен на стыке: Беломорского подвижного пояса (с востока и северо-востока), Карельского кратона (на юге) и выступа Свекофеннского складчатого пояса (на западе) (Куликов, Куликова, 2014).

Палеопротерозойские породы, включая конгломераты, кварциты, аркозовые песчаники и вулканогенные породы, залегают на гранитогнейсовом фундаменте неогархея. В районе Соваярви в южной части структуры нами был изучен переход ятулий - людииковый и детально разрез людииковского надгоризонта. Литологический характер слагающих разрез горных пород (песчаники, доломиты с примесью терригенного материала) указывает на мелководные условия, а их геохимические характеристики на постепенное изменение окислительных условий в бассейне. В целом, в Пана-Куоляярвинском бассейне в палеопротерозое преобладала смешанная карбонатно-терригенная и карбонатная седиментация, в то время как Онежский палеобассейн характеризуется преобладанием терригенного осадконакопления (Онежская параметическая..., 2011). Ранее в осадочных породах Пана-Куоляярвинского и Северо-Онежского синклинориев отмечали присутствие углерода (Онежская параметическая..., 2011; Куликов, Куликова, 2014).

В районе оз. Соваярви нами были закартированы углеродсодержащие сланцы, локализованные в разрезе в виде горизонтов. Углерод присутствует также в составе карбонатных пород разреза — доломитов и известняков.

Углеродсодержащие породы используют для определения степени прогрессивного регионального метаморфизма. Это связано с тем, что углерод реагирует на метаморфические преобразования изменением своего структурного состояния. Исследование углерода углеродистых сланцев, а также присутствующего в карбонатных породах из разреза оз.Соваярви методами Рамановской спектроскопии показало его сходство. Характер спектра углерода оказался однотипным, независимо от того, в каких образцах (сланец, доломит) он присутствует, отличие проявляется лишь в величине пиков (рис. 1).

Анализ Рамановских спектров (рис. 1) указывает на присутствие в осадочных образованиях района оз.Соваярви аморфного углерода. По методике, описанной в работе (Kouketsu et al., 2013) была определена температура метаморфизма. Судя по величине пика D3 1510 cm^{-1} и не проявленного пика G, она попадает в интервал $150\text{--}200^{\circ}\text{C}$. Для одновозрастных пород Онежского палеобассейна температура метаморфизма составляет $150\text{--}280^{\circ}\text{C}$ (Джамансартова, 2022).

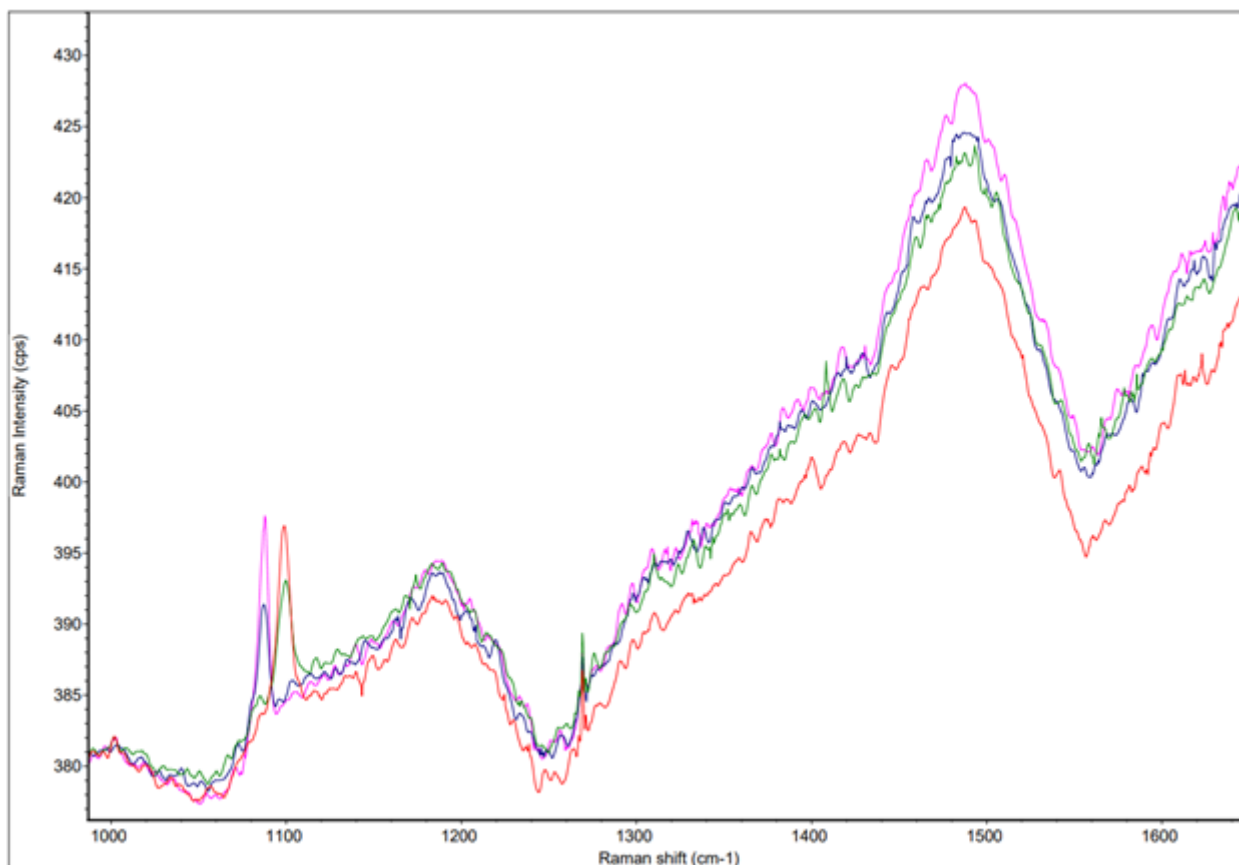


Рис. 1. Рамановские спектры углерода из образца доломита.

Эволюция палеопротерозойских бассейнов на Карельском кратоне характеризуется сокращением их площади, что отражается в увеличении доли терригенного материала в разрезе, увеличением магматической активности, выражающейся в возрастании доли вулканитов в разрезе и изменением типов осадков.

Исследования выполнены за счёт государственного бюджетного финансирования в рамках темы НИР № 215 Института геологии КарНЦ РАН.

Список литературы

1. Джамансартова О. М. Углеродистое вещество палеопротерозойских министроматолитов Карелии // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 3. С. 304-312
2. Куликов В.С., Куликова В.В. Куолярвинский синклиорий: новый взгляд на геологическое строение и сводный разрез // Труды Карельского научного центра РАН. 2014. № 1. С. 28-38.
3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. Л. В. Глушанин, Н. В. Шаров, В. В. Щипцов. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – 431 с.
4. Kouketsu, Y., Mizukami, T., Mori, H., Endo, S., Aoya, M., Hara, H., Nakamura, D., & Wallis, S. (2014). A new approach to develop the Raman carbonaceous material geothermometer for low-grade metamorphism using peak width. *Island Arc*, 23, 33-50.

ОПЫТ СОЗДАНИЯ ИНЪЕКЦИОННЫХ НАНОУДОБРЕНИЙ НА ОСНОВЕ ГАЛЛУАЗИТА И СУЛЬФАТА ЦИНКА МЕТОДОМ ХИМИЧЕСКОЙ АКТИВАЦИИ

Максимов П.Н.¹, Калинина Н.А.¹, Даси Э.Ш.С./¹, Рудмин М.А.¹,

¹Национальный исследовательский Томский политехнический университет, Томск, pnm1@tpu.ru, rudminma@tpu.ru, nak58@tpu.ru, de01@tpu.ru

Галлуазит – это минерал из класса филлосиликатов и группы каолинит-серпентина, который во многом известен отличительной морфологией в виде нанотрубок (Joussein et al., 2005). Мезо-микропоры галлуазита являются эффективными контейнерами для заполнения их различными химическими веществами с целью дальнейшего адресного или контролируемого

высвобождения. Нанотрубчатая морфология галлуазита позволила найти его применение в широком спектре материалов, применяемых в разных областях промышленности, начиная с высокопрочных керамических изделий заканчивая фармацевтикой. Во многих исследованиях галлуазит изучался в качестве наполнителя для доставки лекарств и для изготовления костных имплантатов (Price et al., 2001; Shchukin et al., 2005), полимеров с высокой огнеупорностью и пониженной теплопроводностью (Lamproroulou & Papoulis, 2021), а также для производства эмульгаторов нефти, которые не токсичны и способствуют развитию популяции бактерий, участвующих в очистке морских акваторий от нефтяных загрязнений (Omarova et al., 2018; Yu et al., 2019) и многих других вариантах. Отличительной особенностью представленной работы является использование галлуазитовых нанотрубок из сырья Российской Федерации в качестве ингибитора высвобождения цинка. Цинк выбран как один из важнейших микроэлементов для питания растений. Цель «загрузки» цинком галлуазитовых нанотрубок – создание «инъекционных» удобрений. Предполагается, что распыление суспензий нанотрубок галлуазита, активированных с сульфатом цинка, будет способствовать крепкому их удержанию на тканях растений, препятствуя смыванию поливными водами.

Первоочередная задача заключается в изучении заполнения порового пространства нанотрубок галлуазита путём взаимодействия с цинк-содержащем раствором. В качестве минерального сырья использовался галлуазит производителя ООО «Галлуазит-Урал» (Челябинская область, Россия). Сущность активации заключалась в пропитке нанотрубчатых частиц галлуазита в растворах с концентрацией сульфата цинка 2/20/40 мол.% в течении 48 часов до полного высыхания при комнатной температуре. Характеристика изготавливаемых минеральных продуктов производилась на основе следующих методов: рентгенодифракционный анализ (РДА), сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализом (СЭМ-ЭДС) и просвечивающую электронную микроскопию (ПЭМ) с анализом локальной электронной дифракции и энергодисперсионным анализом. Тестирование продуктов проводилось путем распыления суспензий на листья растения. Для распыления в качестве жидкости использовался 0.5 л воды, смешанная с 10 г активированного сухого материала. Распыление производилось с помощью бытового пульверизатора в режиме мелкодисперсионного распыления.

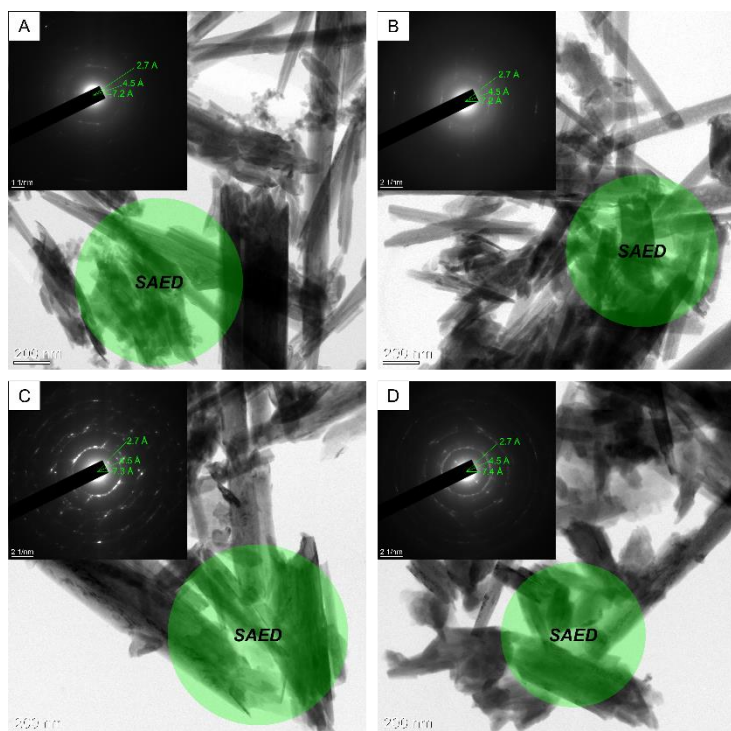


Рис. 1. ПЭМ-снимки с картинками локальной электронной дифракции исходного (А) и (В-Д) активированного галлуазита: (В) Hly-7\AA-Zn2 , (С) Hly-7\AA-Zn20 , (D) Hly-7\AA-Zn40 .

Исходный галлуазит характеризуется межплоскостным расстоянием 7.2 Å и 10 Å, а средняя ширина нанотрубок составляет 96 нм. По данным РДА в активированных минеральных продуктах по мере увеличения концентрации сульфат цинка в реагентном

растворе наблюдается смещение первого базального рефлекса. Изменения базального пика указывает на расширение слоистого пакета, вероятно, за счёт интеркаляции ионов цинка в межслоевые пространства. Расширение кристаллической решетки галлуазита после опытов активации также подтверждается по данным ПЭМ (рис. 1). Помимо расширения межплоскостного расстояния наблюдаются новые базальные пики при 10.3 и 10.5 Å, что свидетельствует о увеличении толщины межплоскостного расстояния 10 Å-го галлуазита, которое перекрывалось первым базальным пиком каолинита (9.95 Å). Интенсивность новых базальных рефлексов возрастает по мере увеличения концентрации сульфата цинка в растворе.

Морфометрические измерения галлуазитовых нанотрубок по СЭМ-снимкам позволили выявить увеличение их ширины в среднем на 36 нм по мере повышения концентрации исходного реагирующего раствора. В исходном галлуазите средняя ширина нанотрубок составляет 96 нм, а в образце Hly-7Å- Zn 40 она увеличивается до 133 нм., а максимальные значения диаметра составляют 382 нм (рис. 2). По результатам ЭДС анализа средний состав галлуазита: Al₂O₃ 42.2-43.8%, SiO₂ 54.0-55.8%, K₂O 0.3-1.01 %, Fe₂O_{3(total)} 0.9-1.4 %.

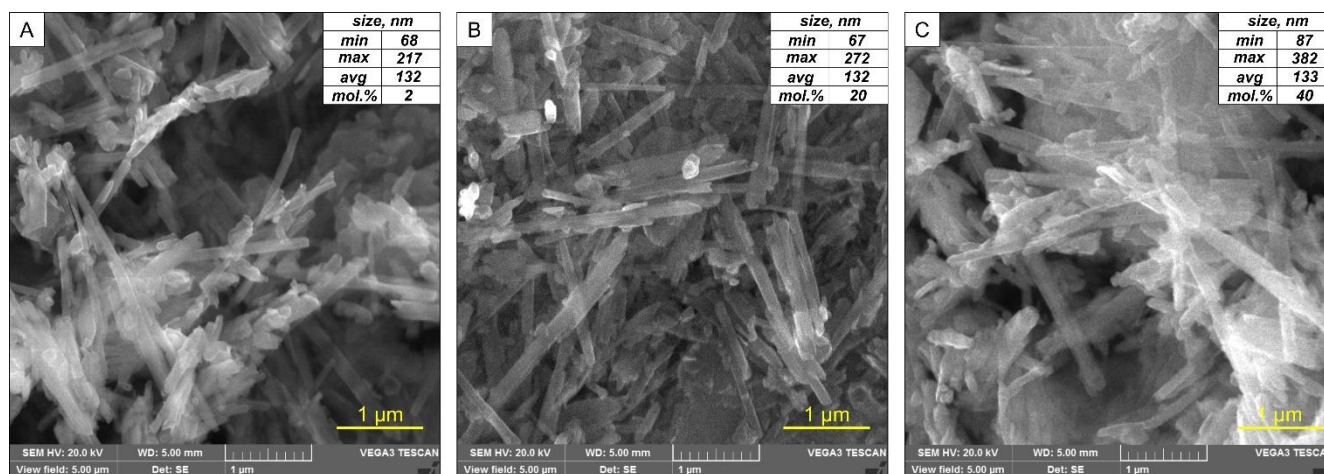


Рис. 2. СЭМ-снимки кристаллов активированных композитов.

В результате тестов с распылением нанокомпозита наблюдается равномерное распределение нанотрубок, некоторые из которых «вкальваются» в ткани растений. Полученные СЭМ-снимки поверхности ткани растения с распыленными нанотрубками визуально подтверждают эффект «инъекционирования».

Полученные результаты свидетельствуют о том, что галлуазитовые нанотрубки способны служить «контейнерами» для «адресной» доставки сульфата цинка в растения, что может быть использовано в агрохозяйстве, в случаях, когда есть дефицит или потребность этого микронутриента. Была определена минимальная концентрация сульфата цинка в растворе при которой происходит адсорбция цинка в поровом пространстве галлуазитовых нанотрубок. При 2 мол. %-ой концентрации раствора цинка не выявлено каких-либо изменений исходных параметров минерала. В активированном нанокомпозите с 40 мол. %-м раствором сульфата цинка содержание цинка на поверхности минеральных частиц составило до 1.4 масс. %. Предлагаемый метод активации галлуазита при помощи цинкового раствора можно считать возможным и в будущем может применяться для создания удобрений адресного действия. Дополнительной особенностью этих удобрений будет устойчивость к смыванию дождевыми или поливными водами за счёт микро-игольчатой морфологии исходных минеральных форм.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке Томского политехнического университета проект Приоритет-2030-НИП/ЭБ-112-375-2023.

Список литературы

1. Fukushima, K., Kohyama, N., & Fukami, A. In-Situ Observation of Clay Minerals Hydrated and Intercalated With Liquid Chemicals Using Film-Sealed Environmental Cell. Proceedings // Annual Meeting, Electron Microscopy Society of America. 1980. V. 38. P. 208–209.

2. Joussein, E., Petit, S., Churchman, J., Theng, B., Righi, D., & Delvaux, B. Halloysite clay minerals — a review // *Clay Minerals*, 2005. V. 40. № 4. P. 383–426.
3. Lampropoulou, P., & Papoulis, D. Halloysite in different ceramic products: A review. // *Materials* 2021. V. 14. № 19.
4. Omarova, M., Swientoniewski, L. T., Tsengam, I. K. M., Panchal, A., Yu, T., Blake, D. A., Lvov, Y. M., Zhang, D., & John, V. Engineered Clays as Sustainable Oil Dispersants in the Presence of Model Hydrocarbon Degrading Bacteria: The Role of Bacterial Sequestration and Biofilm Formation // *ACS Sustainable Chemistry and Engineering*. 2018. V. 6. № 11.
5. Price, R. R., Gaber, B. P., & Lvov, Y. In-vitro release characteristics of tetracycline HCl, khellin and nicotinamide adenine dinucleotide from halloysite; a cylindrical mineral // *Journal of Microencapsulation*, 2001. V. 18. № 6. P. 713–722.
6. Shchukin, D. G., Sukhorukov, G. B., Price, R. R., & Lvov, Y. M. Halloysite nanotubes as biomimetic nanoreactors // *Small*. 2005. V. 1. № 5. P. 510–513.
7. Yu, T., Swientoniewski, L. T., Omarova, M., Li, M. C., Negulescu, I. I., Jiang, N., Darvish, O. A., Panchal, A., Blake, D. A., Wu, Q., Lvov, Y. M., John, V. T., & Zhang, D. Investigation of Amphiphilic Polypeptoid-Functionalized Halloysite Nanotubes as Emulsion Stabilizer for Oil Spill Remediation // *ACS Applied Materials and Interfaces*. 2019. V. 11. № 31.

ВОЗРАСТ И ПРОДОЛЖИТЕЛЬНОСТЬ ФОРМИРОВАНИЯ ПОЛИФАЗНОГО БЕЛОКУРИХИНСКОГО МАССИВА ГРАНИТОВ, ГОРНЫЙ АЛТАЙ

Мамыкина М.Е.¹, Левашова Е.В.²

¹ Санкт-Петербургский горный университет, emamikina@mail.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, levashova.kateryna@yandex.ru

Введение. Пермо-триасовые граниты Алтайской коллизионной системы привлекают пристальное внимание исследователей (обзор в Murzintsev et al., 2019). Эта территория относится к западному сектору Центрально-Азиатского складчатого пояса. Полифазный Белокурихинский массив является одним из типичных представителей пермо-триасовых анорогенных гранитов Горного Алтая. В последние годы были получены новые данные о его возрасте и условиях образования (Gavrushkina et al., 2017; Скублов и др., 2021; Levashova et al., 2023). Однако ряд вопросов, таких как возраст всех трех фаз массива, определенный U-Pb методом по циркону, оценка продолжительности и условий образования массива, остаются не до конца решенными.

Белокурихинский массив расположен в северной части Горного Алтая. Массив развит в междуречье Ануй-Песчаная и имеет площадь около 500 км², залегает в форме лакколита среди ордовикско-девонских пород карбонатной и терригенно-карбонатной формаций. Предполагаемая по данным моделирования мощность лакколита составляет 2-3 км (Гусев и др., 2008). В составе Белокурихинского массива выделяют три фазы внедрения: 1) биотитовые и амфибол-биотитовые гранодиориты, которые встречаются в северной части массива и занимают примерно 5% от площади массива; 2) биотитовые граниты, развитые по всей территории массива, занимают около 70%; 3) двуслюдяные, мусковитовые, турмалин- и гранат-содержащие лейкограниты, представленные штоками, занимают примерно 25% от площади массива (Гусев и др., 2008).

Изучение Белокурихинского массива началось с 1950-х гг. и проводится по настоящее время широким кругом исследователей: А.Н. Леонтьев (1969), А.Г. Владимиров с коллегами (Владимиров и др., 1996, 1997), А.И. Гусев с коллегами (Гусев и др., 2008), О.А. Гаврюшкина (2017) и др. Первые исследования возраста массива были проведены U-Pb методом (TIMS) по навескам зерен циркона из порфиоровидных биотитовых гранитов (Владимиров и др., 2001). Возраст, полученный в ходе этих исследований, составил $232 \pm 4,7$ млн лет (MSWD = 0,3). Rb-Sr методом по четырем пробам (две из порфиоровидных биотитовых гранитов, две из лейкогранитов) был определен возраст 245 ± 8 млн лет (Владимиров и др., 2001). По итогам датирования биотита Ar-Ar методом из биотитовых гранитов (Gavrushkina et al., 2017) был получен возраст $250 \pm 2,7$ млн лет, по мусковиту из лейкогранитов – $250 \pm 3,5$ млн лет. В результате временной диапазон формирования Белокурихинского массива составлял 232-250

млн лет. Данное изотопно-геохимическое исследование направлено на установление возраста циркона из всех трех фаз массива локальным U-Pb методом.

Методы исследования. Циркон был выделен в ИГГД РАН из проб гранитов с помощью электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей по стандартной методике. Локальное U-Pb датирование циркона выполнено на ионном микрозонде SHRIMP-II (ЦИИ ВСЕГЕИ). Измерения U-Pb проводились по методике, описанной в работе (Williams, 1998). Отношение U/Pb нормировано на значение для стандарта циркона TEMORA и 91500. Ошибки единичных анализов (отношения U/Pb и возраст) находятся на уровне 1σ , а погрешности вычисленных согласованных возрастов и пересечений с конкордией – на уровне 2σ . Съемка циркона в режиме катодоллюминесценции (CL) была проведена на сканирующем электронном микроскопе CamScan MX2500S с CL-детектором CLI/QUA 2 (ЦИИ ВСЕГЕИ).

Содержание редких и редкоземельных элементов в цирконе было определено методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИ РАН) по стандартным методикам (Hinton, Upton, 1991). Циркон анализировался в тех же кратерах, в которых проводилось датирование U-Pb методом. Погрешность измерения редких элементов составляет до 10% для концентраций выше 1 ppm и до 20 % для диапазона концентраций 0,1–1 ppm; порог обнаружения для различных элементов варьирует в пределах 5–10 ppb. При построении спектров распределения REE состав циркона нормировался на состав хондрита CI (McDonough, Sun, 1995). Температура кристаллизации циркона рассчитана с помощью термометра «Ti-в-цирконе» (Watson et al., 2006).

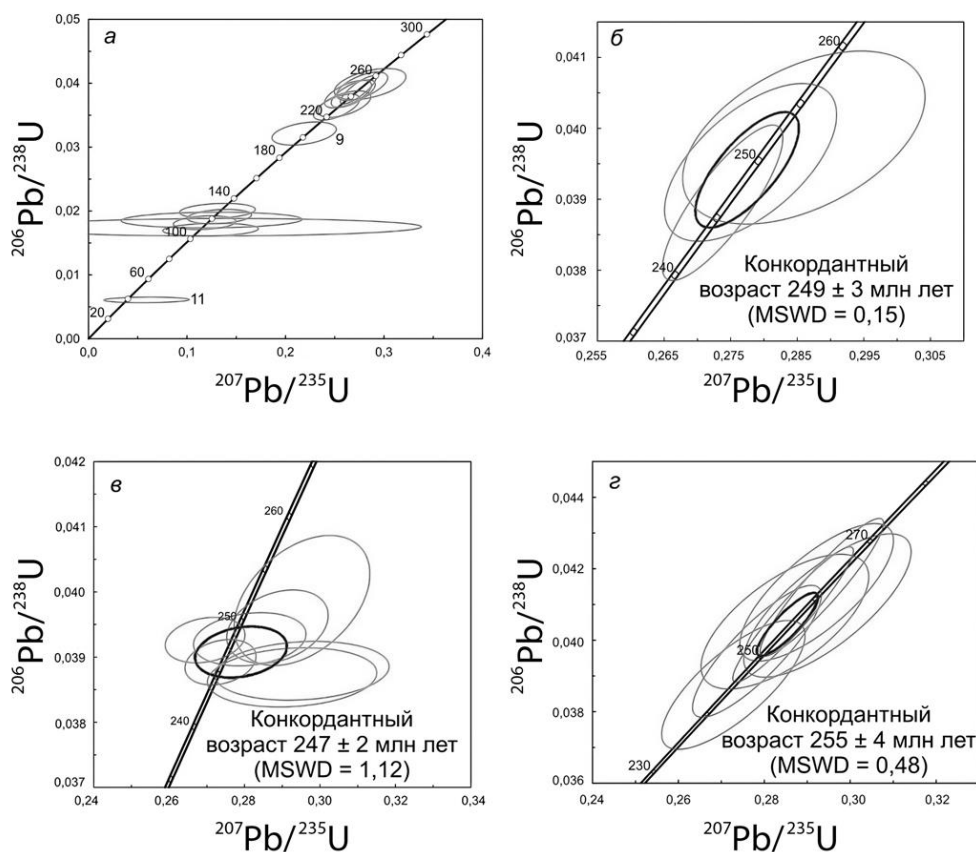


Рис. 1. Диаграмма с конкордией (а, б) – для циркона из гранитов первой фазы Белокурихинского массива, (в) – для циркона из второй фазы, (г) – для циркона из третьей фазы.

Результаты исследования. В ходе изотопно-геохимического исследования цирконов из гранитов первой фазы было выделено два возрастных кластера. Для первого возрастного кластера получен возраст циркона от 230 до 252 млн лет. Содержание U (по данным SHRIMP-II) в этих точках варьирует в широких пределах – от 124 до 1101 ppm при среднем содержании

484 ppm, Th – от 96 до 805 ppm при среднем содержании 344 ppm. Th/U отношение также значительно варьирует от 0,41 до 1,30 при среднем значении 0,75, что соответствует диапазону, характерному для циркона магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015). Рассматриваемый кластер не является компактным, поскольку диапазон индивидуальных значений возраста изменяется в пределах 20 млн лет. Учитывая возможную потерю радиогенного свинца при наложенных процессах из центральных частей зерен циркона, конкордантный возраст этого кластера был рассчитан для трех точек, компактно расположенных в верхней части кластера (рис. 1а,б). Конкордантный возраст, рассчитанный для этих точек, составил 249 ± 3 млн лет (MSWD = 0,15).

Второй возрастной кластер со значениями возраста от 109 до 128 млн лет расположен в нижней части рисунка 1а. При этом для данной группы характерно повышенное содержание нерадиогенного ^{206}Pb – от 3,84 до 28,54%. Содержание U в них примерно в два раза выше, чем в точках из верхнего кластера, от 518 до 2125 ppm при среднем значении 484 ppm. Уровень содержания Th – от 93 до 700 ppm при среднем значении 239 ppm. Th/U отношение варьирует от 0,15 до 0,52, составляя в среднем 0,25. Такой уровень Th/U отношения соответствует границе значений для циркона магматического и метаморфического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003). Конкордантный возраст, рассчитанный для данного кластера (рис. 1а), составил 117 ± 4 млн лет (MSWD = 0,063).

Продатированные точки циркона из гранитов второй фазы образуют на диаграмме с конкордией единый кластер со значением конкордантного возраста 247 ± 2 млн лет (MSWD = 1,12) (рис. 1в). Содержание U (по данным SHRIMP-II) в этих точках варьирует в широких пределах – от 137 до 1959 ppm при среднем содержании 541 ppm, Th – от 106 до 694 ppm при среднем содержании 328 ppm. Th/U отношение также значительно варьирует от 0,37 до 0,96 при среднем значении 0,8, которое также соответствует циркону магматического генезиса (Hoskin, Schaltegger, 2003; Kirkland et al., 2015).

По результатам датирования цирконы из гранитов третьей фазы были разделены на две возрастные группы. Для первой группы характерен циркон с возрастом от 965–1928 млн лет. Содержание U (по данным SHRIMP-II) в этих точках варьирует в широких пределах – от 117 до 708 ppm при среднем содержании 346 ppm, Th – от 71 до 294 ppm при среднем содержании 344 ppm. Th/U отношение также значительно варьирует от 0,18 до 1,13 при среднем значении 0,59. Цирконы данного возраста являются ксеногенными по отношению к породе третьей фазы. Из чего следует, что данный циркон, вероятно, имеет детритовую природу и осадочный источник поступления. Для второй возрастной группы получен конкордантный возраст 255 ± 4 млн лет (MSWD = 0,48) (рис. 1г). Содержание U варьирует от 805 до 6617 ppm при среднем значении 3168 ppm. Содержание Th также существенно меняется (от 273 до 1354 ppm при среднем значении 726 ppm), не коррелируя с U. Поэтому Th/U отношение изменяется от 0,06 до 1,49, составляя в среднем 0,43. Полученный возраст совпадает в пределах погрешности с возрастом, который был определен для слюды из гранитов третьей фазы Ar-Ar методом – около 250 млн лет (Gavryushkina et al., 2017).

Выводы. По результатам исследования циркона из гранитов Белокурихинского массива впервые получен возраст всех трех фаз внедрения гранитов. Возраст первой фазы относится к интервалу 255–250 млн лет, возраст второй и третьей фазы сближенный и составляет 250 млн лет. Данный результат согласуется с возрастом, полученным Ar-Ar методом (Gavryushkina et al., 2017). Отдельным нерешенным вопросом является причина появления кайм с возрастом 117 ± 4 млн лет у циркона из гранитов первой фазы. В Горном Алтае магматизм мелового возраста и близкие по возрасту магматические образования, содержащие циркон с подобным возрастом пока не установлены. Продолжительность формирования Белокурихинского массива возможно оценить как не превышающую 5 млн лет. По результатам датирования амфиболов и слюды Ar-Ar методом (Gavryushkina et al., 2017) был выявлен близкий период продолжительности формирования (около 7 млн лет) пермо-триасового гранитоидного магматизма на Алтае, включая в том числе данные по Белокурихинскому массиву. Непродолжительная длительность магматизма, вероятно, обусловлена сравнительно малым

объемом магматических расплавов, участвовавших в формировании Белокурихинского массива.

Благодарности. Авторы благодарят С.Г. Симакина, Е.В. Потапова (ЯФ ФТИАН), О.Л. Галанкину, Е.С. Богомоллова (ИГГД РАН), а также коллег из Центра изотопных исследований ВСЕГЕИ за помощь в аналитических исследованиях. Исследования выполнены в рамках проекта Российского научного фонда (№ 23-77-01014).

Список литературы

1. Владимиров А.Г., Шокальский С.П., Пономарева А.П. О рифтогенно-сдвиговой природе позднепалеозойских-раннемезозойских гранитоидов Алтая // Доклады Академии наук. 1996. Т.350. №1. С.83–86.
2. Владимиров А.Г., Пономарева А.П., Шокальский С.П., Халилов В.А. Позднепалеозойский-раннемезозойский гранитоидный магматизм Алтая // Геология и геофизика. 1997. Т.38. №4. С.715–729.
3. Гусев А.И., Гусев Н.И., Табакаева Е.М. Петрология и рудоносность Белокурихинского комплекса Алтая. Бийск: БПУ им. В. М. Шукшина, 2008. 193 с.
4. Леонтьев А.Н. Формация позднегерцинских редкометаллоносных гранитов и редкометалльные пояса Прииртышья. М.: Недра, 1969. 164 с.
5. Скублов С.Г., Мамыкина М.Е., Ризванова Н.Г. U-Pb возраст и редкоэлементный состав титанита из гранитов Белокурихинского массива, Горный Алтай // Вестник МГТУ, 2021. Т.24. №2. С.168-177.
6. Gavryushkina O.A., Travin A.V., Kruk N.N. Duration of granitoid magmatism in peripheral parts of large igneous provinces (based on $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ isotopic studies of Altai Permian-Triassic granitoids) // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2017. V.8. №4. P.1035–1047.
7. Hinton R.W., Upton B.G.J. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 1991. V.55. №11. P.3287-3302.
8. Hoskin P.W.O., Schaltegger U. The composition of zircon and igneous and metamorphic petrogenesis // *Reviews in mineralogy and geochemistry*. 2003. V.53. №1. P.27-62.
9. Kirkland C.L., Smithies R.H., Taylor R.J.M., Evans N. McDonald B. Zircon Th/U ratios in magmatic environs // *Lithos*. 2015. V.212. P.397-414.
10. Levashova E.V., Mamykina M.E., Skublov S.G, Galankina O.L., Li Q.-L., Li X.-H. Geochemistry (TE, REE, Oxygen) of zircon from leucogranites of the Belokurikhinsky massif, Gorny Altai, as indicator of formation conditions // *Geochemistry International*. 2023. V.65. №13.
11. Murzintsev N.G., Annikova I.Yu., Travin A.V., Vladimirov A.G., Dyachkov B.A., Maslov V.I., Oitseva T.A., Gavryushkina O.A. Thermochronology and mathematical modeling of the formation dynamics of rare-metal-granite deposits of the Altai collision system // *Geodynamics & Tectonophysics*. 2019. V.10. №2. P.375–404.
12. Watson E.B, Wark D.A., Thomas J.B. Crystallization thermometers for zircon and rutile // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 2006. V.151. №4. P.413-433.
13. Williams I.S. U-Th-Pb Geochronology by Ion Microprobe // *Reviews in Economic Geology*. 1998. V.7. P.1-35.

ПРОБЛЕМЫ ОБРАЗОВАНИЯ И УТИЛИЗАЦИИ ФИЛЬТРАТА ПОЛИГОНОВ ТВЕРДЫХ КОММУНАЛЬНЫХ ОТХОДОВ

Матвеева В.А.¹, Куликова Ю.А.²

¹Санкт-Петербургский Горный университет, poveriya@mail.ru

²Санкт-Петербургский Горный университет, yuliyakulikova1997@mail.ru

На сегодняшний день полигоны ТКО представляют собой источник образования и распространения загрязняющих веществ, что может негативно сказываться на окружающей среде. В связи с постоянным ростом потребностей населения и постоянно развивающимися технологиями производства товаров образуется всё больше отходов, что приводит к появлению новых загрязнителей (Сметанин и др., 2014; Веселова, 2014). При прохождении атмосферных осадков через тело полигона за счет различных биохимических преобразований образуется так называемая зона полного водонасыщения. Происходит накопление просочившихся вод, которые называются фильтратом (Назаров, Зверева, 2020). Состав фильтрационных вод сильно зависит от климатической зоны, состава складированного отхода и жизненного цикла полигона (Абасева, 2020). Каждая стадия жизни полигона отличается своими химическими процессами и составом микроорганизмов, разлагающих отходы, что в конечном итоге влияет на химический состав фильтрата. Перечень загрязняющих веществ в фильтрате достаточно широк, он включает в себя различные соединения тяжелых металлов,

соли, галогены и т.д. (Кулакова, 2019). В частности он включает в себя ряд токсичных трудноокисляемых органических веществ.

Принято разделять фильтрат на «молодой» и «старый» (Галицкая и др., 2005). «Молодой» фильтрат образуется на полигоне, на котором складирование отходов не превышает 7 лет, его отличают высокие значения химически потребляемого кислорода (ХПК) и биохимически потребляемого кислорода (БПК), значения которых находятся в диапазонах 500-60000 мгО₂/л и 200-40000 мгО₂/л, соответственно. В ходе снижения содержания органического углерода фильтрат становится «старым» и при этом уменьшаются значения ХПК и БПК, которые характеризуются диапазонами 3000-4000 мгО₂/л и 100-400 мгО₂/л, соответственно. Металлы из растворимых форм переходят в гидроксиды, что снижает их общую концентрацию, а минерализация фильтрата может достигать 10000 мг/л.

Концентрации неорганических и органических соединений в фильтрате могут в несколько раз превышать их нормативные предельно допустимые значения (ПДК). Как показывает накопленный человечеством научный опыт распространение загрязняющих веществ представляет собой потенциальную экологическую опасность даже спустя годы после закрытия полигона.

Очистка фильтрата представляет собой сложную проблему в виду наличия высоких содержаний загрязняющих веществ. Каждый полигон требует специализированных сооружений, таких как канавы для отвода поверхностного стока, ливневая канализация и дренажные системы для сбора фильтрата. Кроме того, на дне полигона необходимо установить защитное непроницаемое покрытие для предотвращения просачивания загрязняющих веществ в водоносный горизонт (Соколова, 2022). Сточные воды, представленные фильтратом, в местах скопления ТКО образуются круглогодично. Летом за счет выпадения дождей, зимой за счет таяния снега. По разнице между количеством выпавших осадков и испаряющейся с поверхности влаги, при которой достигается полная влагоемкость свалочного грунта, определяется объем образующегося фильтрата.

Сегодня существует множество способов очистки фильтрата полигонов ТКО, среди которых выделяются биологические, мембранные, электрохимические, сорбционные и другие методы (Милютин и др., 2020). Каждый из методов очистки и утилизации фильтрата свалок имеет свои плюсы и минусы. Различные количественные и качественные показатели загрязняющих веществ позволяют контролировать эффективность очистки фильтрата.

Методы очистки фильтрата делятся на механические, физико-химические и биологические (Сауц, Ерегина, 2018). Каждая группа методов должна способствовать очистке от определенных загрязнителей. К механическим методам очистки относятся осаждение и фильтрация. Они предварительно подготавливают сточные воды к более глубокой очистке другими методами (Борисов и др., 2019).

Химические методы включают методы нейтрализации и окислительно-восстановительных процессов. Преимуществом этих методов очистки является низкая токсичность отходов, а недостатками - высокая стоимость, добавление химических реагентов, высокие эксплуатационные расходы (Котовчихина, 2018).

Такие способы, как аэробная и анаэробная очистки, относятся к биологическим методам очистки сточных вод. Их работа заключается в преобразовании загрязняющих веществ микроорганизмами в процессе их жизнедеятельности (Загитов, 2020). Аэробным микроорганизмам обязательно требуется кислород и в ходе их жизнедеятельности органические вещества разлагаются до СО₂ и Н₂О, а твердые биологические продукты поступают в фильтрат (Зидан, 2023). Результатами удачной аэробной очистки могут быть снижения значений БПК и ХПК на 80-90%. При этом данный способ очистки требует большого расхода кислорода и биогенных добавок, что ведет к увеличению затрат на эксплуатацию очистных сооружений.

Устройствами для аэробной очистки служат аэротенки. Различают открытые и закрытые аэротенки. По сравнению с открытыми, закрытые аэротенки являются более эффективными в

плане очистки и удержания неприятных запахов, однако они имеют более высокую стоимость из-за сложности конструкции.

Менее трудоемкими в эксплуатации являются аэробные пруды. Данные очистные сооружения основаны на поглощении и аккумуляции растительностью и гидробионтами различных минеральных элементов. Очистка в аэробных прудах позволяет снижать концентрации ХПК и БПК приблизительно до 70%. Но у данных сооружений имеются свои ограничения, например, использование при температуре сточных вод не ниже 10°C.

Другим способом аэробной очистки являются такие сооружения, как биофильтры. Их сущность заключается в образовании биопленки на поверхности загружаемых материалов, которая имеет схожесть с биоценозами активного ила. Пластик, щебень, керамзит являются основными материалами загрузки. Однако при осаждении карбонатов металлов и фосфатов возникает риск приостановления процессов биоокисления (Torretta et al., 2016). Для жизнедеятельности анаэробных микроорганизмов кислород не играет ключевую роль (Михайленко, Капустин, 2016). При анаэробной очистке органика разлагается до биогаза, а твердая фаза оседает на дне. Устройством для проведения анаэробной очистки является метантенк. Получаемый по окончании очистки биогаз может использоваться в качестве топлива. Однако данный метод имеет свои ограничения, например, температура воды не должна быть ниже 30°C и pH должен находиться в диапазоне 7,2–8,5, а также желательна предварительная очистка от солей тяжелых металлов, которые могут снижать эффективность работы бактерий. При анаэробной очистке содержание ХПК может снижаться до 40-50%, и после нее сточные воды обязательно отправляются на доочистку. Нередко анаэробная и аэробная очистка осуществляются последовательно, что уменьшает концентрацию органических веществ на 50-60%.

Флокуляция, коагуляция, флотация, сорбция, ионный обмен, ультра- и микрофильтрация, озонирование, обратный осмос и т.п. способы очистки сточных вод относятся к физико-химическим методам (Зайнуллин и др., 2019; Черемисина и др., 2023.). Сульфаты железа, алюминия, извести и глинозема чаще всего применяются для коагуляции загрязняющих веществ фильтрата. Отделение осадка позволяет осветлить воду и снизить значения ХПК до 40%. Применение углекислого газа, хлорида кальция, озона и перманганата калия позволяют лучше очистить сточные воды и снизить ХПК до 48%.

Мембранный электролизер служит устройством для электрохимической очистки фильтрата. Электрокоагуляция эффективно борется со взвешенными веществами и коллоидными соединениями, а также позволяет очистить сточные воды от тяжелых металлов. Этот способ также имеет высокий процент очистки фильтрата, но имеет такие недостатки, как добавление химических веществ, низкая энергоэффективность, высокие эксплуатационные расходы и стоимость.

Адсорбция чаще всего используется как очистка фильтрата после обработки другими методами. Однако данный метод имеет свой недостаток в виде частой регенерации стержней.

Мембранная очистка – распространенный на сегодняшний день метод очистки. В частности, обратный осмос (Доронкина, 2020). Его преимуществом является высокий процент очистки фильтрата, а недостатками являются большой расход фильтрующей воды, высокая опасность и стоимость реагентов. При этом данный метод предусматривает предварительную механическую и химическую очистку, а также для его осуществления необходима периодическая замена мембран. В результате образуется токсичный концентрат, объем которого может достигать 50% от первоначального объема фильтрата. Вторичный отход подлежит утилизации на полигоне, что может сказаться на химическом составе нового фильтрата, а как следствие ухудшить степень очистки в будущем.

Иногда фильтрат сбрасывают в канализацию совместно с бытовыми сточными водами для последующей очистки. Например, в некоторых странах Европы разрешено сбрасывать фильтрат в воды, поступающие на городские очистные сооружения, если объем фильтрата не превышает пяти процентов от общего объема (McBean et al., 1982). При этом из-за увеличения объема фильтрата ухудшается его отстаивание, что приводит к коррозионным процессам сооружений, а

также накоплению тяжелых металлов в активном иле, который впоследствии невозможно использовать в качестве удобрения, биотоплива или грунта для рекультивации.

Орошение фильтратом тела полигона является одним из главных способов сокращения объемов образования данных сточных вод. Подобное мероприятие позволяет повысить влажность отходов, что влияет на протекание биохимических процессов и снижает риск возгорания мусора. Данный способ лишь уменьшает негативное воздействие фильтрата на окружающую среду, но не решает проблему утилизации фильтрата целиком. Для того, чтобы добиться эффективной очистки фильтрата, необходимо применять одновременно несколько методов очистки (Кильченко, 2022). Например, сочетание биологической очистки и мембранных технологий, встретившихся в мембранном биореакторе, позволяет повысить концентрацию активного ила и повысить окислительную способность конструкций в целом. Так, на полигонах ТКО в Европе внедрена схема очистки фильтрата, состоящая из установки биологической очистки, реакторов с озоновоздушной смесью, где происходит доочистка, и установки обеззараживания воды с использованием ультрафиолетового излучения. На немецких полигонах внедрена технология, согласно которой фильтрат последовательно подвергается биологической очистке, флокуляции и адсорбции. Подобные технологии уже используются на многих полигонах Японии. На Украине внедрен метод, согласно которому фильтрат предварительно подвергается биологической очистке, коагуляции, хлорированию, фильтрации, электродиализу, а затем отправляется на установку обратного осмоса (Варнавская, 2009).

Подводя итог, можно с уверенностью сказать, что эффективная очистка фильтрата достигается применением комплексных технологий, сочетающих в себе механические, химические, биологические и физико-химические методы. Однако, эти методы имеют свои недостатки, среди которых можно выделить повышенную стоимость, сложность обеспечения и образование крупных объемов побочных отходов. Данный фактор обуславливает необходимость разработки альтернативных методов очистки фильтрата, одним из которых является технология получения литификата, которая представляет собой физическое преобразование загрязненного материала в монолитную, механически прочную и узкопроницаемую структуру, создающую физический барьер, препятствующий или замедляющий перенос загрязняющих веществ в окружающую среду (Язев, 2020). В результате получается стабильная и плохо растворимая форма, которая представляет меньший риск для окружающей среды.

Список литературы

1. Абасева А.Ю. Оценка объемов образования фильтрата на полигоне комплекса по обезвреживанию отходов близ с. Ильинка // Современные технологии воспроизводства экологической среды на урбанизированных территориях. 2020. С. 9-12.
2. Борисов, Б.Н. Перспективные направления очистки дренажных вод полигонов твердых бытовых отходов // Архитектурно-строительный комплекс: проблемы, перспективы, инновации. 2020. С. 527-532.
3. Веселова Ю.А. Организационно-правовые вопросы утилизации и переработки твердых бытовых отходов // Записки Горного института. 2014. Т. 208. С. 1-14.
4. Галицкая И.В., Путилина В.С., Юганова Т.И. Роль органического вещества в миграции тяжелых металлов на участках складирования твердых бытовых отходов // Геоэкология. Инженерная геология, гидрогеология, геокриология. 2005. №. 5. С. 411-422.
5. Доронкина И.Г. Мембранные процессы очистки сточных вод // Наука, образование, производство в решении экологических проблем. 2020. С. 296-301.
6. Загитов Э.С. Биологические методы очистки сточных вод // Современные научные исследования: Актуальные вопросы, достижения и инновации. 2020. Т. 15. С. 17-19.
7. Зайнуллин А.М., Абзалова А.Г. Комплексная физико-химическая очистка сточных вод производства ТНРС // Инновационные подходы в решении современных проблем рационального использования природных ресурсов и охраны окружающей среды. 2019. С. 188-191.
8. Зидан О.Д. Аэробная очистка сточных вод // Развитие современной науки и образования: актуальные вопросы, достижения и инновации. 2023. С. 15-17.
9. Кильченко А.С. Сравнительный анализ методов очистки сточных вод полигонов // Проблемы научно-практической деятельности. Поиск и выбор. 2022. С. 137.
10. Котовчихина Е.А. Методы очистки сточных вод // Актуальные проблемы строительства, ЖКХ и техноферной безопасности. 2018. С. 132-134.

11. Кулакова Т.Е. Влияние срока существования полигонов ТБО на состав и свойства фильтрационных вод // Факультет инженерной экологии. 2019. С. 21.
12. Милютина Н.О., Политаева Н.А., Зеленковский П.С., Подлипский И.И., Великосельская Е.С. Анализ методов очистки фильтрата полигонов твердых коммунальных отходов // Вестник Евразийской науки. 2020. №3. Т. 12. С. 11.
13. Михайленко В.В., Капустин А.Е. Оценка эффективности очистки сточных вод методом анаэробного сбраживания // Технологический аудит и резервы производства. 2016. №3. С. 72–76.
14. Назаров П.А. Проблемы утилизации твердых бытовых отходов // Сборник научных трудов института энергетики и природопользования. 2021. С. 98-102.
15. Сауц А.В., Ерегина С.В. Очистка и утилизация свалочных сточных вод и фильтрата // Инновационные подходы в решении проблем современного общества. 2018. С. 14-17.
16. Сметанин, В.И. Образование фильтрата на свалках и полигонах ТБО // Природообустройство. 2014. № 3. С. 25-28.
17. Соколова А.А. Проектирование сбора и отвода фильтрата с полигона твердых коммунальных отходов // Ресурсосбережение и экология строительных материалов, изделий и конструкций. 2022. С. 272-274.
18. Язев А.В., Милютина Н.О., Аверьянова Н.А. Литификация фильтрата полигонов ТКО как способ его утилизации // Экология и промышленность России. 2020. Т. 24. № 6. С. 36-41.
19. McBean E.A., Poland R., Rovers F.A., Crutcher A.J. Leachate collection design for containment landfills // Journal of the Environmental Engineering Division, ASCE. 1982. V. 108. №1. P. 204–209.
20. Torretta V., Ferronato N., Katsoyiannis I. et al. Novel and conventional technologies for landfill leachates treatment: A review // Sustainability. 2016. V. 9. №1. P. 1–39.

ЧЕРНЫЕ ПИГМЕНТНЫЕ ХОЛЕЛИТЫ: МОРФОЛОГИЯ, СОСТАВ, СТРУКТУРНАЯ ОРГАНИЗАЦИЯ

Машина Е.В.

ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, Сыктывкар, mashina@geo.komisc.ru

Исследование минералообразования в живых организмах является одной из важнейших задач биоминералогии (Кораго, 1992). Особый интерес вызывают минеральные образования, возникающие в результате патологических процессов в организме человека. Холелиты (желчные камни) – одна из форм патогенного минералообразования. Холелитиаз является распространенным заболеванием среди населения многих стран мира. Анализ литературы показывает (Brink et al., 1999; Premawardhena et al., 2001; Chaar et al., 2005; Shaffer, 2005), что образование пигментных холелитов является достаточно сложным и не до конца еще изученным процессом, обусловленным многими факторами. До сих пор способы эффективного растворения пигментных камней в организме человека не найдены, поэтому их исследования представляют фундаментальный и практический интерес.

Целью работы явилось изучение пигментных холелитов с использованием широкого комплекса методов традиционных для минералогии. Объектами исследования послужили множественные пигментные холелиты черного цвета от жителей Республики Коми. Территория республики расположена на Северо-Востоке европейской части Российской Федерации. В ходе исследования применялись методы: рентгеноструктурный (Shimadzu XRD-6000), ИК-спектроскопия поглощения (ИнфраЛюм ФТ-02), термический (TGA/DSC 3+), масс-спектрометрия индуктивно-связанной плазмы (ИСП-МС, Elan-6100), атомно-эмиссионный (АЭС, Optima-4300 DV). Сколы образцов изучены с помощью аналитического сканирующего электронного микроскопа VEGA3 TESCAN с энергодисперсионной приставкой X-Max и атомно-силового микроскопа (АСМ, Ntegra Prima (NT-MDT)).

По морфологии пигментные камни были представлены образованиями угловатой, почковидной и округлой формы. Исследования методом рентгеноструктурного анализа показали, что вещество пигментных черных камней рентгеноаморфно. Для некоторых образцов на рентгенограммах регистрируются отражения, отвечающие карбонатной минеральной компоненте – арагониту и кальциту. Согласно данным ИК-спектроскопии в состав всех образцов входит билирубинат кальция, в отдельных отмечен фосфата кальция. Методом термического анализа установлено, что для пигментных холелитов наблюдаются один эндотермический эффект в низкотемпературной области и три экзотермические эффекта с

максимумом в высокотемпературной области (500°C и более). В результате проведенного химического анализа установлено, что основными элементами, содержания которых более 10⁻⁴ масс.% являются (в порядке убывания): Ca, Na, Mg, Cu, K, Mn, Fe, Al, Zn, Ti, Pb, V, Sr и Ba. Кальций является доминирующим элементом. Среди элементов присутствуют и редкоземельные элементы, где кумуляция легких элементов значительно выше, чем тяжелых. Содержания La и Ce в изученных образцах значительно выше относительно других редкоземельных элементов, самые низкие значения характерны для Eu. Поступление микроэлементов очевидно происходит при употреблении воды, пищи, лекарственных препаратов. Методом сканирующего электронного микроскопа и микрозондового анализа подробно проведены исследования морфологии и состава пигментных камней. На РЭМ-изображениях фосфат кальция представлен глобулярными образованиями размером порядка 1 мкм. Микрозондовым анализом в частицах фосфата кальция, определены примеси магния, атомное соотношение Ca/P не соответствует стандартному значению гидроксилapatита (1,67) и составляет 1,61. Нестехиометричность и присутствие магния, может говорить об изоморфном замещении кальция в структуре минерала. Установлено, что образцы, содержащие карбонат кальция, различаются по своему строению. В одних образцах минеральная компонента образует слоистость вокруг органического ядра, а в других отмечается чередование органической и минеральной составляющих. Карбонат кальция наблюдается в виде игольчатых и пластинчатых кристаллов. В образцах без карбонатной и фосфатной компонент поверхность в одних случаях представляет собой гладкую стекловидную массу с раковистым изломом, в других имеет концентрически зональное строение. Атомно-силовая съемка показала, что рельеф черных пигментных холелитов образован глобулоподобными частицами, образующими цепочечные ветвления. Схожую структуру для природных объектов имеют органические углеродсодержащие минералоиды – битумы.

Таким образом, на основе широкого комплекса современных высокоточных методов, были показаны особенности черных пигментных холелитов жителей Республики Коми. Результаты наглядно демонстрируют, что черные пигментные камни представляют собой сложноорганизованные агрегаты, состоящие как из аморфного органического вещества, так и неорганической минеральной компоненты. Полученные данные о составе и строении будут важны для понимания механизмов их образования и могут способствовать для разработки мер по лечению и профилактике холелитиаза.

Список литературы

1. Кораго А.А. Введение в биоминералогия. СПб: Недра, 1992. 279 с.
2. Brink M., Slors J., Keulemans Y., Mok K., De Waart D., Carey M., Groen A., Tytgat G. Enterohepatic cycling of bilirubin: a putative mechanism for pigment gallstone formation in ileal Crohn's disease // *Gastroenterology*. 1999. V. 166. №. 6. P. 1420-1427.
3. Chaar V., Keclard L., Diara J., Leturdu C., Elion J., Krishnamoorthy R., Clayton J., Romana M. Association of UGT1A1 polymorphism with prevalence and age at onset of cholelithiasis in sickle cell anemia // *Haematologica*. 2005. V. 90. №. 2. P. 188-199.
4. Premawardhena A., Fisher C., Fathiu F., Silva S., Perera W., Peto T., Olivieri N., Weatherall D. Genetic determinants of jaundice and gallstones in haemoglobin E beta thalassaemia // *Lancet*. 2001. V. 357. P. 1945-1946.
5. Shaffer E. A. Epidemiology and risk factors for gallstone disease: has the paradigm changed in the 21st century? // *Curr. Gastroenterol Rep*. 2005. V. 7. №. 2. P. 132-40.

РАМАНОВСКАЯ СПЕКТРОСКОПИЯ МИНЕРАЛОВ СИСТЕМЫ Cu-Fe-S И Cu-S НА ПРИМЕРЕ СУЛЬФИДОВ МЕДИ ВОЛКОВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (СРЕДНИЙ УРАЛ, РОССИЯ)

Морохин А.И., Исаенко С.И., Шумилова Т.Г.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар, alexey.morokhin@gmail.com

Высокомедистые парагенетические ассоциации минералов системы Cu-Fe-S и Cu-S широко распространены в различных типах месторождений меди, в числе которых

Волковское медно-железо-ванадиевое месторождение (Средний Урал, Россия). Минералы меди в рудах представлены в основном борнитом и халькопиритом, в незначительном количестве встречаются дигенит и ковеллин. Особый интерес вызывает специфика разновидностей сульфидов меди Волковского месторождения, имеющая важное значение при обогащении руд (Изоитко, 1997). Применение рамановской спектроскопии дает возможность исследовать фазовый состав борнита и сопутствующих сульфидов меди, а также пленки изменения, являющиеся результатом их окисления в поверхностном слое.

В настоящее время наиболее полной работой по рамановской спектроскопии сульфидов является работа Т.П.Мернах и Ф.Г.Труду (Mernagh and Trudu, 1993), которые приводят результаты изучения 20-ти наиболее часто встречающихся сульфидов, за исключением борнита и дигенита из-за их высокой термочувствительности. Сведения о рамановских спектрах борнита и ковеллина приводятся в работе, посвященной исследованию биогидрометаллургической технологии переработки сульфидных минералов меди (Adamou et al., 2019). Авторы указывают, что атомные колебания борнита характеризуются полосами 472 и 473 см^{-1} , а КР-спектр ковеллина имеет интенсивный пик с максимумом 474 см^{-1} . В базе данных RRUFF (<http://rruff.info>) представлены рамановские спектры изучаемых минералов, однако предложенный КР-спектр борнита проблематично использовать в качестве референтного ввиду отсутствия отчетливых рамановских полос. Исходя из проведенного обзора спектроскопических исследований, в настоящее время нет достаточно уверенной информации о характерных спектрах сульфидов меди, особенно это касается термически нестабильных минералов. Таким образом, проблема диагностики сульфидов меди имеет актуальное значение.

В данной работе приводятся результаты спектроскопических исследований борнита, халькопирита, дигенита и ковеллина в рудах Волковского месторождения с использованием рамановской спектроскопии.

Регистрация спектров комбинационного рассеяния света проводилась на спектрометре LabRam HR 800 (Horiba Jobin Yvon). Мощность возбуждающего излучения Ag^+ -лазера (633 нм) составляла 0.2 мВт, решетка монохроматора – 600 ш/мм, конфокальное отверстие – 300 мкм, щель – 100 мкм, время экспозиции – $1-20$ сек, количество циклов накопления сигнала – 20 . При обработке рамановских спектров (определение положения максимумов, приведение к базовой линии, нормализация) использовалась стандартная программа LabSpec (5.36).

Проведенные исследования борнита позволили идентифицировать 3 полосы, соответствующие двум связям металл-сера в его кристаллической структуре: Cu-S (470 см^{-1}) и Fe-S (290 см^{-1} и $340-343$ см^{-1}). Полосы при 470 см^{-1} и 290 см^{-1} очень близки к спектру халькопирита (White, 2009; Vázquez-Sánchez et al., 2020). Полоса 340 см^{-1} соответствует колебательной моде Fe-S , аналогично колебаниям в сфалерите (White, 2009). Установлено, что после полировки поверхности борнита, полоса 470 см^{-1} не проявляется.

Аналогичные атомные колебания были обнаружены и при определении полос халькопирита: самая интенсивная полоса – Fe-S ($290-293$ см^{-1}) и дополнительная – Cu-S ($263-265$ см^{-1}). Колебания согласуются с данными, представленными в работах (Mernagh and Trudu, 1993; White, 2009; Vázquez-Sánchez et al., 2020) и с базой данных RRUFF. Полоса при 470 см^{-1} в полученных нами спектрах халькопирита слабо проявляется.

Дигениту, изученному в аналогичных условиях, соответствует уширенная область с полосой 280 см^{-1} и дополнительный пик – 475 см^{-1} . Полученные нами КР-спектры дигенита не наблюдаются в базе данных RRUFF.

Рамановский спектр ковеллина характеризуется интенсивной полосой 470 см^{-1} , соответствующей связи Cu-S в кристаллической структуре минерала. Эти полосы хорошо согласуются результатами, полученными Т.П.Мернахом и Ф.Г.Труду (Mernagh & Trudu, 1993; Adamou et al., 2019) и с базой данных RRUFF.

Таким образом, в результате изучения сульфидов меди с помощью рамановской спектроскопии удалось получить качественные КР-спектры борнита и сопутствующих сульфидов меди, которые можно предложить как референтные. Борнит характеризуется

типичными полосами – 290, 340 см⁻¹, халькопирит – 260, 290 см⁻¹, диегнит – 280 см⁻¹, ковеллин – 470 см⁻¹. Установлено, что спектральная полоса 470 см⁻¹ не является собственной полосой борнита, а является результатом его приповерхностных вторичных изменений.

Исследования проведены в ЦКП «Геонаука» ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН в рамках НИР госзадания ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН.

Список литературы

1. Изюитко В.М. Технологическая минералогия и оценка руд. СПб.: Наука, 1997. 582 с.
2. Adamou A, Nicolaidis A, Varotsis C (2019) Bio-hydrometallurgy dynamics of copper sulfide- minerals probed by micro-FTIR mapping and Raman microspectroscopy. *Minerals Engineering* 132: 39-47.
3. Mernagh, T.P. and Trudu, A.G., 1993. A laser Raman microprobe study of some geologically important sulphide minerals. *Chem. Geol.*, 103: 113-127.
4. Vázquez-Sánchez, E. E., Robledo-Cabrera, A., Tong, X., López-Valdivieso, A. (2020). Raman spectroscopy characterization of some Cu, Fe and Zn sulfides and their relevant surface chemical species for flotation. *Physicochemical Problems of Mineral Processing*, 56(3), 483-492..
5. White, S. N., 2009. Laser Raman spectroscopy as a technique for identification of seafloor hydrothermal and cold seep minerals. *Chemical Geology*. 259, 240-252.

СЕДИМЕНТОЛОГИЧЕСКАЯ И ПАЛЕОГЕОГРАФИЧЕСКАЯ ЭВОЛЮЦИЯ ДОЛОМИТОВОЙ ФОРМАЦИИ КУРАЧИНА В НЕФТЕГАЗОВОМ БАСЕЙНЕ ПАЛЬМИРЫ В СИРИИ

Мохаммад Н.^{1,2}, Зорина С.О.¹, Хамад Н.^{1,2}, Канжо С.², Аль-Тарбуш³

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, nosheen.g.mohammad@gmail.com; svzorina@yandex.ru; nadia.m.hamada@gmail.com; samer.kenjo@damascusuniversity.edu.sy; AbdTar0997@gmail.com

² Дамасский университет, Дамаск, Сирия

³ Нефтяная компания "Эбла, Дамаск, Сирия

Сирия расположена на севере Аравийской плиты. В тектоническом строении ее территории можно выделить четыре основные зоны (Barazangi et al., 1993) – бассейн Пальмиры, район Синджар-Абд-эль-Азиз, зону разломов Евфрата и зону разломов Мертвого моря. Бассейн Пальмиры расположен на Аравийском полуострове, который в геологическом прошлом был частью материка Гондвана. В девонский период началось формирование Пальмирского прогиба, связанного с герцинской фазой тектонической складчатости. Зона прогиба располагалась в центре северной части Аравийской плиты (Al-Saad et al., 1992).

Район исследования расположен в 70 км к северу от города Пальмира, в пределах Пальмирского прогиба и приуроченного к нему нефтегазового месторождения Твенан, площадь которого составляет 33 км² (Brew et al., 2001) (рис. 1).

Доломитовая формация Курачина, датирующаяся средним триасом, является одной из геологических формаций, составляющих стратиграфический разрез Сирии. Она залегает между формациями Аммонусовый сланец и Курачинский ангидрит. Горные породы этой формации широко распространены преимущественно на востоке, северо-востоке и в центральных регионах страны, особенно в области Пальмирского свода и бассейна Даув.

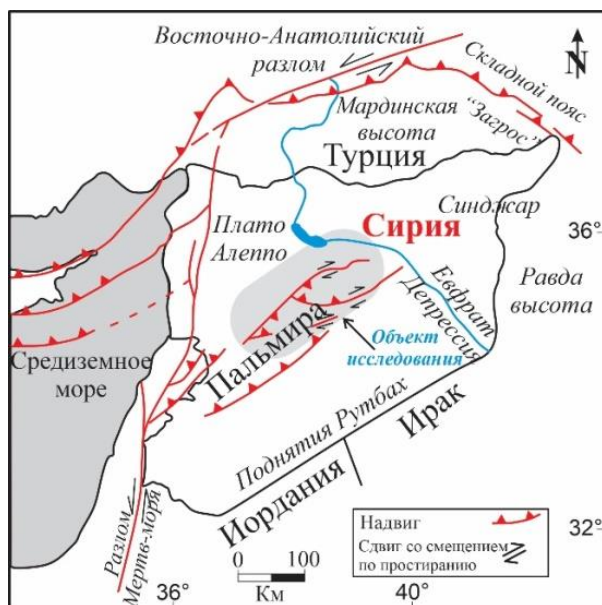


Рис. 1. Тектоническая схема исследуемого региона (по Литак и др., 1998 (Litak et al., 1998) с изменениями и дополнениями)

Доломитовая формация Куррачина имеет различную мощность и либо несогласно перекрывает каменноугольно-пермские отложения, либо согласно залегает на нижнетриасовых отложениях. Их максимальная мощность обнаруживается в центральных котловинах, постепенно уменьшаясь к периферии бассейна.

Формация "Куррачинский доломит" состоит на более чем 70% из известковых и доломитовых пород, переслаивающихся в разных пропорциях с мергелями. Эти породы образуют три группы слоев - известняки, мергельные известняки и доломиты. Внутри каждой группы мощность известняков или мергельных известняков уменьшается вверх по разрезу, в то время как количество мергельных известняков и доломитовых слоев увеличивается (рис. 2). Этот феномен наиболее отчетливо проявлен на уровне формации, где в основании преобладают чистые известняки, в то время как в терминальной части – доломиты и мергельные известняки. Накопление рассматриваемой формации, предположительно, связано с тремя фазами.

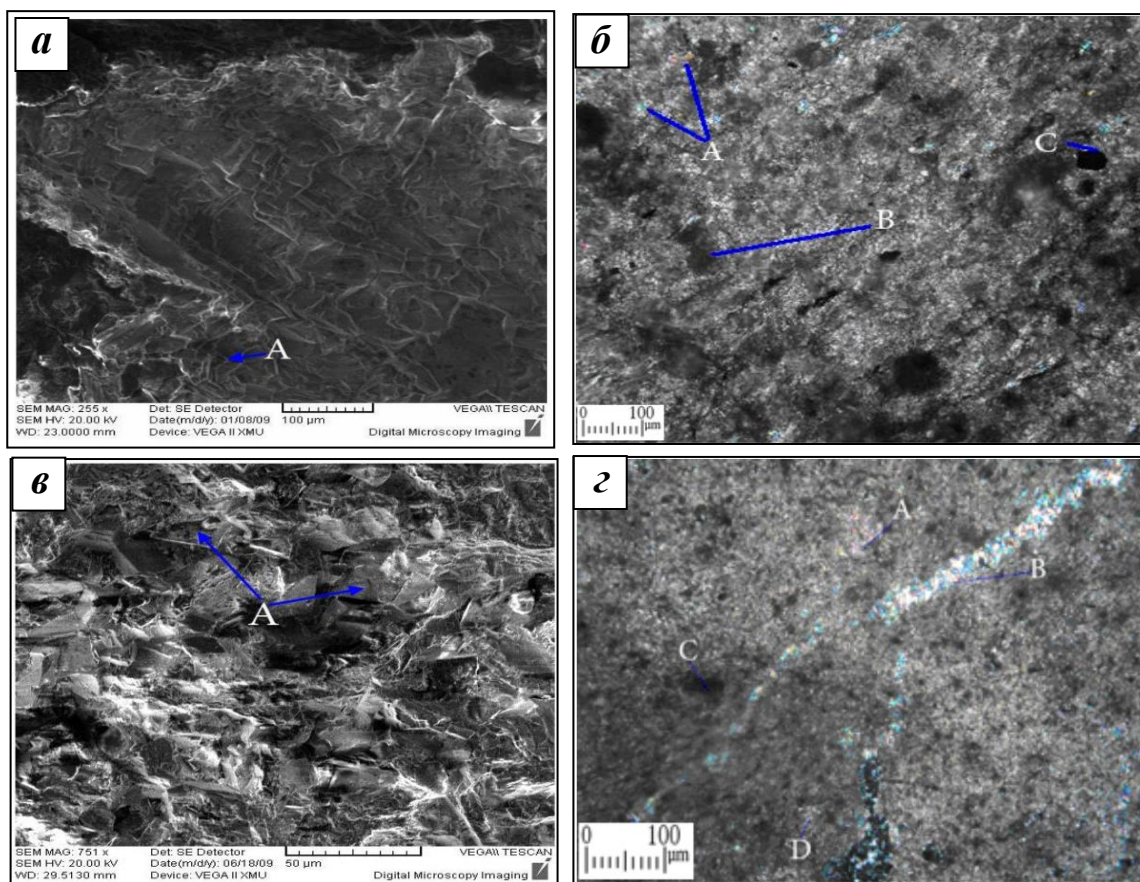


Рис. 2. Некоторые микрофации известняковых отложений в доломитовой формации Куррачин. А – Эвгедральный доломит с хорошо развитыми гранями кристаллов; б – Смешанные глины с ангидритом и пиритом миллиметрового размера. А: Ангидрит; В: глина; С: пирит; в – Микрит с кристаллами доломита. А: Доломит; г – Частично растрескавшийся доломитовый микрит. А: Ангидрит; В: Трещина, заполненная ангидритом; С: Глина; D: Доломит.

Первая фаза. Этот начальный этап, соответствующий накоплению нижнего горизонта формации, внутри которого начали формироваться известняки и мергельные известняки, в рамках тетической трансгрессии, продвигавшейся с востока и севера на запад и юго-запад региона. Предполагается, что эта трансгрессия началась в раннем триасе.

Осадконакопление происходило на пологом морском дне в относительно глубокой, спокойной подприливной среде, близкой к континентальному берегу. Эта среда может быть связана с широкими заливами или глубокими лагунами, которые могли располагаться у краев внутренних континентальных склонов. Глубина бассейна уменьшалась к концу этой фазы, когда начали проявляться процессы доломитизации.

Вторая фаза. Данный период представляет собой продолжение предшествующего, без заметных перерывов в осадочных процессах. В этой стадии морская трансгрессия сохранялась. Характерной чертой данной фазы являются регулярные изменения глубины бассейна, проявляющиеся ритмично в виде циклов известняковых и мергельно-известняковых отложений. Эти циклы свидетельствуют о средах более глубокого и спокойного характера по сравнению с менее глубокими и более энергичными средами, ответственными за образование доломитовых и мергельно-известняковых слоев. Подобные изменения глубины могут быть связаны с колебаниями уровня моря, которые, в свою очередь, могут происходить вследствие тектонических событий.

Третья фаза. Данная фаза представляет собой продолжение осадочных процессов, которые преобладали в конце второй фазы, без четких признаков прекращения или перерыва в осаднении. В этот период базальный горизонт, состоящий из известняковых и мергельно-известняковых пород, осаждается на почти горизонтальном морском дне, находящемся в более глубокой и менее энергичной среде, характеризующейся ограниченной открытостью. Эти осадочные условия чередуются с мелководными условиями, которые способствуют отложению доломитов со строматолитовыми структурами и прослоями мергелей. Такие условия в первую очередь встречаются в меж- и надприливной зонах. К концу этой фазы бассейн углубляется, что приводит к образованию значительных слоев мергельно-известняковых пород.

В заключение следует отметить, что мы наблюдаем трехфазную осадочную эволюцию во время осаднения формации Куррачина, которая в значительной степени обусловлена колебаниями уровня моря.

Список литературы

1. Al-Saad, D., Sawaf, T., Gebran, A., Barazangi, M., Best, J.A. and Chaimov, T.A., 1992. Crustal structure of central Syria: the intracontinental Palmyride mountain belt. *Tectonophysics*, V. 207, No. 3-4, P.345-358.
2. Barazangi, M., Seber, D., Chaimov, T., Best, J., Litak, R., Al-Saad, D. and Sawaf, T., 1993. Tectonic evolution of the northern Arabian plate in western Syria. Recent evolution and seismicity of the Mediterranean region, P.117-140.
3. Brew, G.E., 2001. Tectonic evolution of Syria interpreted from integrated geophysical and geological analysis. Cornell University.
4. Litak, R.K., Barazangi, M., Brew, G., Sawaf, T., Al-Imam, A. and Al-Youssef, W., 1998. Structure and evolution of the petroliferous Euphrates graben system, southeast Syria. *AAPG bulletin*, V. 82, No. 6, P.1173-1190.

МИНЕРАЛЬНЫЙ СОСТАВ ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА КАНДРЫКУЛЬ (РЕСПУБЛИКА БАШКОРТОСТАН)

Муликова Д.И.¹, Юсупова А.Р.¹, Кузина Д.М.¹, Рогов А.М.²

¹Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань dindirin8642@gmail.com

²Междисциплинарный центр «Аналитическая микроскопия» КФУ

Известно, что озерные отложения позволяют получить запись об осадконакоплении в геологическом прошлом. Реконструкция истории климата возможна путем изучения минералов-индикаторов, реагирующих на изменение окружающей среды и климатических условий (Ясаманов, 1985). Целью исследования является реконструкция изменений условий окружающей среды в голоцене, на основе результатов минерального анализа осадков озера Кандрыкуль.

Озеро Кандрыкуль находится в котловине между двумя невысокими северо-восточными отрогами Бугульминско-Белебеевской возвышенности в бассейне р. Усень (р. Волга) (Курбанова, 2020). Площадь зеркала 15.6 км², площадь водосбора 67.1 км², длина 6.55 км, ширина 2.38 км, средняя глубина – 7.2 м, наибольшая – 15.6 м. Наличие постоянного стока отсутствует, озеро является бессточным. В качестве притока Кандрыкуль имеет несколько безымянных ручьёв (Гареев, 2001).

Был осуществлен отбор 3 керновых колонок донных отложений мощностью более 5 м. Шаг отбора образцов из каждой керновой колонки составил 2 см. Общее количество образцов к изучению составило 659 шт. На основе сейсмоакустических исследований и предварительного

литологического описания, для комплексного лабораторного исследования была выбрана керновая колонка №3 (54°29'42,5" N; 54°03'26,5" E), длина которой составила 5.24 м.

Минеральный состав осадков определялся путем рентгенографического изучения исследуемых образцов на дифрактометре Bruker D2 Phaser. На минеральный анализ образцы были отобраны с шагом 20 см. Общее количество изученных образцов составило 26 шт.

Сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) была проведена для 4 образцов. Изменения проводились при помощи автоэмиссионного сканирующего электронного микроскопа Merlin компании Carl Zeiss (Германия), оснащенного детектором элементного анализа Aztec X-MAX.

Дифференциальный термомагнитный анализ (ДТМА) позволил изучить магнитную фракцию в осадках (Буров, Ясонов, 1979; Буров, Нургалиев, Ясонов, 1986).

По данным рентгеновского дифракционного анализа минеральный состав характеризуется наличием аллотигенных минералов (кварц, хлорит, каолинит, альбит, слюда, роговая обманка). Аутигенные минералы включают карбонаты (кальцит, доломит, арагонит), гипс. Также в осадочных отложениях зафиксировано наличие аутигенного пирита, что подтверждается результатами СЭМ (рис. 1а). Согласно графикам ДТМА, образцы в основном делятся на 2 группы. В одной группе выделяется наличие пирита по росту намагниченности на кривой первого нагрева (рис. 1б). В другой присутствие магнетита. Также определяется наличие органики (рис. 1б).

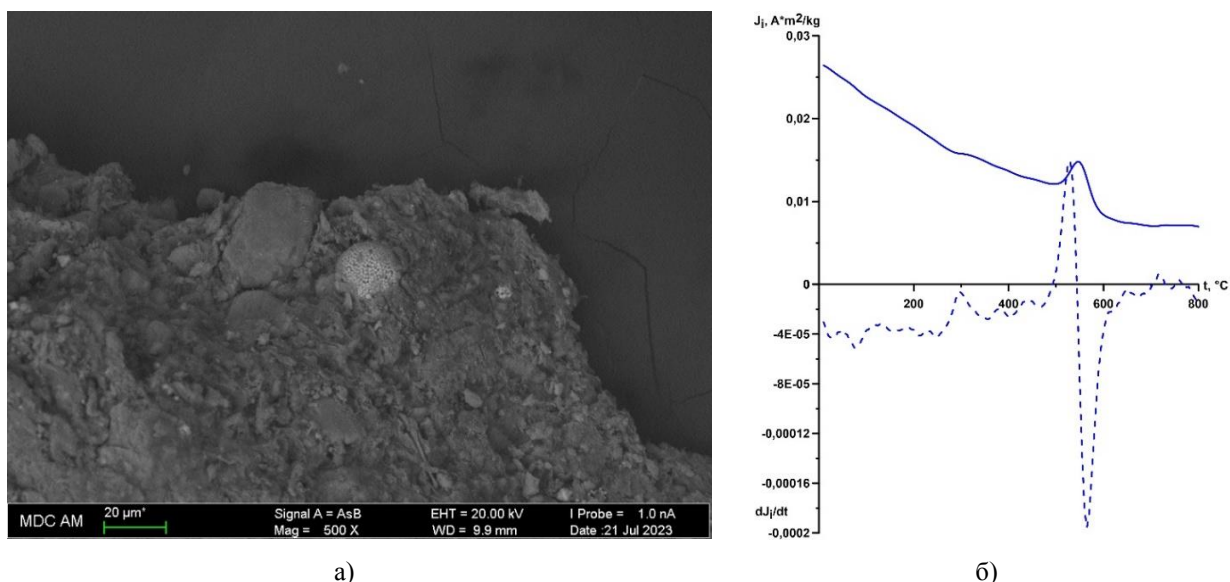


Рис. 1. а) Электронно-микроскопический снимок образца 532 (64 см); б) Результат ДТМА для образца № 506 (12 см).

Согласно результатам рентгенодифрактометрии минеральный состав осадков озера Кандрыкуль характеризуется существенным преобладанием аллотигенных минералов (минимум 52%, максимум 76% минерального состава, со средним значением ~66%) (рис. 2). Среднее значение содержания карбонатных минералов достигает ~32%. Наличие гипса в отложениях озера Кандрыкуль фиксируется на глубинах 20–80 см, 360–420 см и 480–500 см и варьируется в пределах 1–4%. Содержание пирита в осадках озера в небольших количествах 1–2% фиксируется практически по всему разрезу.

Результаты минерального анализа позволили выделить эпизоды уменьшения влажности климата, сопровождающиеся выпадением гипса (вероятное событие аридизации), а также уменьшением содержания аллотигенных минералов, в интервалах разреза 20–80 см, 360–420 см и 480–500 см.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФ № 22-47-08001.

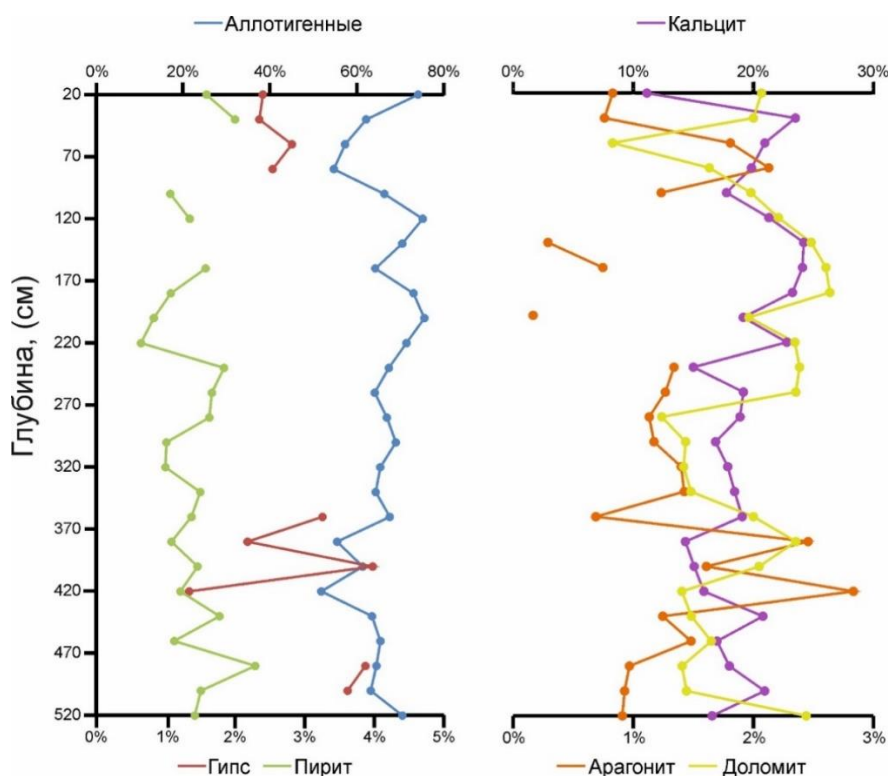


Рис. 2. Содержание минералов в осадочных отложениях озера Кандрыкуль

Список литературы

1. Буров Б.В., Ясонов П.Г. Введение в дифференциальный термомагнитный анализ горных пород. Казань: Изд-во КГУ, 1979. 159 с.
2. Буров, Б.В., Нургалиев Д.К., Ясонов П.Г. Палеомагнитный анализ [Текст]. Казань: Изд-во КГУ, 1986. 167 с.
3. Гареев А.М. Реки и озера Башкортостана. Уфа: Китап, 2001. 260 с.
4. Курбанова, Л. А. Озеро Кандрыкуль на территории Республики Башкортостан // Четвертые Виноградовские Чтения. Гидрология от познания к мировоззрению сборник докладов международной научной конференции памяти выдающегося русского ученого Юрия Борисовича Виноградова, Санкт-Петербург, 23–31 октября 2020 года / Санкт-Петербургский государственный университет. – Санкт-Петербург: ООО "Издательство ВВМ", 2020. С. 918-923.
5. Ясаманов Н.А. Древние климаты Земли. Ленинград: Гидрометеиздат, 1985. 305 с.

ТЕРМАЛЬНОЕ СОСТОЯНИЕ КРАЕВОЙ ЧАСТИ СИБИРСКОГО КРАТОНА НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ КСЕНОКРИСТАЛЛОВ КЛИНОПИРОКСЕНА ИЗ КИМБЕРЛИТОВ КУОЙКСКОГО ПОЛЯ (ЯКУТСКАЯ АЛМАЗОНОСНАЯ ПРОВИНЦИЯ)

Муравьева Е. А.^{1,2}, Дымищ А. М.², Тычков Н. С.¹

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, e.muraveva@g.nsu.ru

²Институт земной коры СО РАН

Введение. Северные окраины Сибирского кратона, где на сегодняшний день обнаружено огромное количество кимберлитовых и кимберлитоподобных тел, остаются слабоизученными ввиду своей труднодоступности (Агашев и др., 2004; Howarth et al., 2014; Ionov et al., 2018; Костровицкий и др., 2018; Ащепков и др., 2019; Муравьева и др., 2022) Наибольший интерес представляет Куойкское кимберлитовое поле, в пределах которого была обнаружена убогоалмазоносная трубка Дьянга, что является уникальным явлением на фоне общей неалмазоносности поля. На основе реконструированных мантийных палеогеотерм для трубок Обнаженная, Дьянга и Второгоднища было выяснено, что мощность литосферной мантии

Куойкского поля на момент мезозойского кимберлитового магматизма составляла ~ 190 км (Тычков и др., 2018; Муравьева и др., 2022). При этом глубины, с которых выносились ксенокристаллы клинопироксена, составили для трубки Обнаженная 120 км, для трубки Второгодница 150 км, а для трубки Дьянга 180 км (Тычков и др., 2018). В данном исследовании были использованы ксенокристаллы клинопироксена (>1200 штук) из 14 кимберлитовых трубок Куойкского поля. На основе химического состава клинопироксенов и проведенных оценок давлений и температур был реконструирован термальный режим для литосферной мантии северной части Сибирского кратона на момент кимберлитового магматизма в мезозойскую эру. Сопоставление распределения ксенокристаллов клинопироксена с глубиной для разных трубок Куойкского поля позволило предложить возможные механизмы подъема кимберлитовой магмы в данном регионе.

Методы исследования. В данной работе использованы химические анализы 1275 ксенокристаллов клинопироксена из 14 трубок Куойкского поля (западная часть поля: Обнаженная, Рубин, Серая, Водораздельная, Второгодница, Антошка; центральная часть поля: Слюдянка, Скиф II; восточная часть поля: Ирина, Ноябрьская, Вечерняя, Люся, Дьянга, и Жила 79) отобранных из тяжелой фракции шлиховых проб кимберлитов. Для каждого зерна было проведено 1–3 измерения, на основе которого было рассчитано среднее значение. Расчёт температуры (Т) и давления (Р) производился на основе мономинеральной термобарометрии (Nimis and Taylor, 2000). Для корректной работы термобарометра необходима отбраковка зёрен на основе фильтров, представленных в работе Ziberna et al. (2016).

Подгонка линии геотермы к набору Р-Т данных производилась двумя методами. Первый метод основан на модели Hasterok, Champan (2011), второй на модели McKenzie et al. (2005). Второй метод лежит в основе программы построения геотерм FITPLOT (Mather et al., 2011).

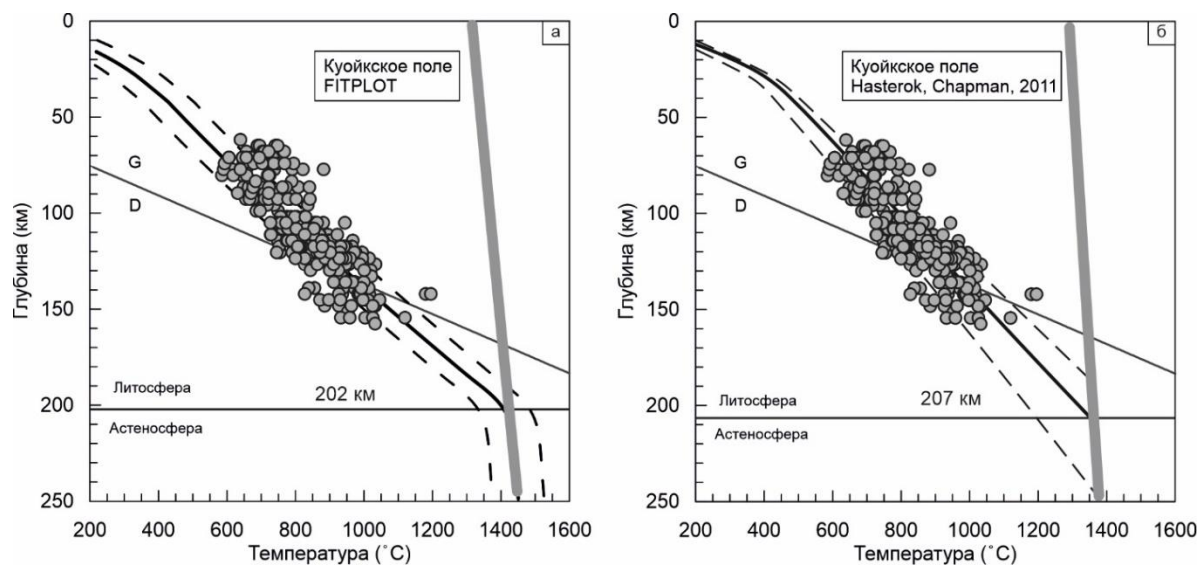


Рис. 1. Сравнение модели №1 по (McKenzie et al., 2005) (а) и №2 по (Hasterok, Champan, 2011) (б) для мантийных палеогеотерм под Куойкским кимберлитовым полем. Толстая серая линия – мантийная адиабата.

Результаты исследования. Все фильтры на основе химического состава (Ziberna et al., 2016) из 1275 зерен прошли 309 клинопироксенов (24%). Всего было построено 12 мантийных палеогеотерм с использованием двух разных подходов для 6 трубок Куойкского кимберлитового поля. Для подхода №1, основанного на модели Hasterok, Champan (2011) значения поверхностного теплового потока варьируют от 37.4 до 38.6 мВт/м² и мощности литосферы от 197 км (трубка Обнаженная) до 213 км (трубка Слюдянка). Построение геотерм с использованием подхода №2 (программного пакета FITPLOT) дает значения поверхностного теплового потока в диапазоне от 39.8 до 41.6 мВт/м² и мощности литосферы от 183 км (трубка Обнаженная) до 210 км (трубка Слюдянка). В результате реконструкции палеогеотермы для Куойкского поля на основе мантийного материала из 6 трубок, были получены следующие

значения теплового потока и мощности литосферы: 37.8 (40.2) мВт/м² и 207 (202) км. В скобках приведены значения подгонки с использованием программы FITPLOT (рис. 1).

Обсуждение результатов. Для корректного построения мантийных палеогеотерм необходимо использовать выборку хотя бы из 15–20 анализов. По результатам проведенных исследований было выяснено, что достоверно температуры и давления для ксенокристаллов клинопироксена можно рассчитать только для 6 из 14 кимберлитовых трубок Куойкского поля.

Реконструкция палеогеотерм под трубками Куойкского поля с использованием модели Hasterok, Champan (2011) дает значения мощности литосферы сопоставимые со значениями, полученными при подгонке на основе модели McKenzie et al. (2005) (программа FITPLOT). Для большинства трубок мощность литосферы варьируется в пределах 200 км, что согласуется с расчетом для поля в целом (рис. 1). Такие значения были получены ранее для трубок Дьянга и Второгодница (Тычков и др., 2018). Выбивается значение, полученное для трубки Обнаженная, для которой мощность литосферы составила 183 км при подгонке с использованием программы FITPLOT, что, тем не менее, в пределах погрешности (± 13 км) близко значению, полученному по модели Hasterok, Champan (2011) и сопоставимо с подгонкой из работы Муравьева и др. (2022). Небольшая мощность литосферы (150 км), оценённая в работе Howarth et al. (2014) противоречит результатам, данной работы, а также наличию в данном поле алмазоносной трубки Дьянга. Как уже было показано в работе Муравьева и др. (2022), такая разница в результатах может быть связана с методическими особенностями при подгонке палеогеотерм. К тому же, в нашей представительной выборке в других трубках имеются ксенокристаллы клинопироксена, вынесенные с глубин более 150 км (наиболее глубинные клинопироксены из тел Дьянга и Жила-79 вынесены со 160 км). Маловероятно, чтобы на небольшом расстоянии в пределах одного кимберлитового поля мощность литосферной мантии различалась в десятки километров.

Мантийные палеогеотермы, реконструированные для Далдынского, Мирнинского и Верхнемунского кимберлитовых полей, указывают на толщину литосферы в центральной части Сибирского кратона около 210–230 км на момент палеозойского кимберлитового магматизма (Ziberna et al., 2016; Ащепков и др., 2019; Dumshits et al., 2020). Такая мощность литосферы и, как следствие, мощное «алмазное окно» хорошо согласуются с высокой алмазоносностью кимберлитовых трубок в этой части кратона. Участок литосферной мантии под Куойкским полем, где возможно существование алмазоносных мантийных пород имеет мощность около 50 км (алмазное окно), однако только одна из трубок при этом содержит алмазы. Убогая алмазоносность трубки Дьянга и отсутствие алмазов в других трубках Куойкского поля могут быть связаны с интенсивным метасоматическим преобразованием пород литосферной мантии в области «алмазного окна», что подтверждается большим количеством высокотемпературных клинопироксенов на этих глубинах. При этом разная глубинность выносимого мантийного материала для отдельных совозрастных кимберлитовых трубок Куойкского поля, расположенных друг от друга на небольшом удалении, может быть связана с особенностями подъема кимберлитовой магмы к поверхности. В частности, это может быть связано с наличием промежуточных магматических камер, с глубины которых магма способна дезинтегрировать мантийный материал.

Благодарности. Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-10073.

Список литературы

1. Агашев А.М., Похиленко Н.П., Толстов А.В., Поляничко В.В., Мальковец В.Г., Соболев Н.В. Новые данные о возрасте кимберлитов Якутской алмазоносной провинции // Доклады академии наук. 2004. Т. 399. С. 95–99.
2. Ащепков И.В., Иванов А.С., Костровицкий С.И., Вавилов М.А., Бабушкина С.А., Владыкин Н.В., Тычков Н.С., Медведев Н.С. Мантийные террейны Сибирского кратона: их взаимодействие с плюмовыми расплавами на основании термобарометрии и геохимии мантийных ксенокристов // Геодинамика и тектонофизика. 2019. Т. 10. № 2. С. 197–245.
3. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Специус З.В. Неоднородность литосферной мантии под северными полями Якутской провинции и алмазоносность кимберлитов: Эффективность Геологоразведочных Работ На Алмазы: Прогнозно-Ресурсные, Методические, Инновационно-Технологические Пути Ее Повышения //

- Материалы V Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 50-летию Алмазной лаборатории ЦНИГРИ - НИГП АК «АЛРОСА» (ПАО). Тез. докл. Мирный: Акционерная компания «АЛРОСА» (публичное акционерное общество), 2018. С. 114–118.
4. Костровицкий С.И., Яковлев Д.А., Суворова Л.Ф., Демонтерова Е.И. Карбонатитоподобная порода дайки из кимберлитовой трубки Айхал, сравнение с карбонатитами участка Номохтоох (Прианабарье) // Геология и геофизика. 2021. Т. 62. С. 747–764.
 5. Муравьева Е.А., Дымшиц А.М., Шарыгин И.С., Головин А.В., Логвинова А.М., Олейников О.Б. «Клинопироксеновая» палеогеотерма под кимберлитовой трубкой Обнаженной: мощность литосферы под Куойским полем (Сибирский кратон, Якутия) // Геодинамика и тектонофизика. 2022. Т. 13. № 4.
 6. Dymshits A.M., Sharygin I.S., Malkovets V.G., Yakovlev I. V., Gibsher A.A., Alifirova T.A., Vorobei S.S., Potapov S. V., Garanin V.K. Thermal State, Thickness, and Composition of the Lithospheric Mantle beneath the Upper Muna Kimberlite Field (Siberian Craton) Constrained by Clinopyroxene Xenocrysts and Comparison with Daldyn and Mirny Fields // Minerals. 2020. V. 10. P. 549.
 7. Hasterok D., Chapman D.S. Heat production and geotherms for the continental lithosphere // Earth Planetary Science Letters. 2011. V. 307. P. 59–70.
 8. Howarth G.H., Barry P.H., Pernet-Fisher J.F., Baziotis I.P., Pokhilenko N.P., Pokhilenko L.N., Bodnar R.J., Taylor L.A., Agashev A.M. Superplume metasomatism: Evidence from Siberian mantle xenoliths // Lithos. 2014. V. 184–187. P. 209–224.
 9. Ionov D.A., Doucet L.S., Xu Y., Golovin A.V., Oleinikov O.B. Reworking of Archean mantle in the NE Siberian craton by carbonatite and silicate melt metasomatism: Evidence from a carbonate-bearing, dunite-to-websterite xenolith suite from the Obnazhennaya kimberlite // Geochimica Cosmochimica Acta. 2018. V. 224. P. 132–153.
 10. Mather K.A., Pearson D.G., McKenzie D., Kjarsgaard B.A., Priestley K. Constraints on the depth and thermal history of cratonic lithosphere from peridotite xenoliths, xenocrysts and seismology // Lithos. 2011. V. 125. P. 729–742.
 11. McKenzie D., Jackson J., Priestley K. Thermal structure of oceanic and continental lithosphere // Earth Planetary Science Letters. 2005. V. 233. P. 337–349.
 12. Nimis P., Taylor W.R. Single clinopyroxene thermobarometry for garnet peridotites. Part I. Calibration and testing of a Cr-in-Cpx barometer and an enstatite-in-Cpx thermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2000. V. 139. P. 541–554.
 13. Ziberna L., Nimis P., Kuzmin D., Malkovets V.G. Error sources in single-clinopyroxene thermobarometry and a mantle geotherm for the Novinka kimberlite, Yakutia // American Mineralogist. 2016. V. 101. P. 2222–2232.

ТЕКТОНИТЫ ИЛЬМЕНО-ВИШНЕВОГОРСКОЙ ЗОНЫ СДВИГА (ЮЖНЫЙ УРАЛ, РОССИЯ)

Немов А.Б., Медведева Е.В.

ИОУ ФНЦ МуГ УрО РАН, Миасс, ya.andrew808@vandex.ru

Введение. Ильмено-Вишневогорская сдвиговая зона (ИВСЗ) представляет южный сегмент региональной сдвиговой зоны, расположенный на восточном склоне Южного и Среднего Урала (Русин и др., 2006; Пучков, 2010). Структура ограничена крупными региональными субмеридиональными разломами с запада – Миасско-Полевским, с востока – Чебаркульско-Байрамгуловским сдвиго-надвигами отделяющими ее от Тагило-Магнитогорской и Арамилско-Сухтелинской мегазон, соответственно. Структура имеет вид гантели с наибольшим сжатием на широте г. Кыштым, вызванного Уфимским выступом части Европейской платформы. В тыловых частях структуры расположены массивы преимущественно тектонизированных «гнейсовидных» и «очково-гнейсовых» миаскитов (Вишневогорский и Ильменогорский, (О) и гранитоидов (Аракульский, Кыштымский, Чашковский, Еланчиковский, Р-Т). Внутри структура разделена на блоки глубинными разломами (с запада на восток) – Ильменогорским, Селянкинско-Вишневогорским (сдвиго-надвиги), Няшевским, Таткульским (сдвиго-сбросы) и Аргазинско-Букоянским (сдвиго-надвиг), и осложнена диагональными и субширотными нарушениями (сбросо-сдвиги). Мощность зон разломов и тектонитов изменяется от 300 м до >1 км при ширине ИВСЗ 8-14 км. Зоны разломов часто трассируются телами пород мафит-ультрамафитового (Няшевский, Ишкульский, Булдымский массивы PR_2-V , размером от $0.0n - 0.n$ м до n км) и гранитоидного (Увильдинский, Аргазинский, Кисегачский, Р-Т, $n - 1n$ км) составов.

В пределах ИВСЗ выделено две группы тектонитов: **бластомилониты** и **милониты** (Родыгин, 2001) занимающих более 80% структуры (Русин и др., 2006). По структурно-текстурным особенностям: среди бластомилонитов выделяются бластокатаклазиты и

бластомилониты; среди милонитов – протомилониты, милониты и ультрамилониты. Тектониты образуются по гетерогенным полихронным метаморфическим образованиям – «пластинам»: 1) амфиболит-гнейсового состава (Селянкинский блок 1850 – 2200 млн лет – кристаллический фундамент платформы); 2) гнейсово-амфиболитового состава (Ильменская толща 600 – 900 млн лет – доуральская (V) океаническая кора); 3) метатерригенными породами (Саитовская толща RF₂ – D₁ – утоненный чехол континентальной окраины). Среди гетерогенных метаморфических образований присутствуют тела ортопород мафит-ультрамафитового и щелочно-сиенитового состава (Баженов и др., 1992).

Результаты минералого-геохимических исследований. Авторами изучены будинообразные тела бластомилонитов основного состава, расположенные в милонитовом матриксе: 1) миаскитового; 2) миаскит-сиенитового; 3) сиенит-гранитоидного и 4) гранитоидного составов. Они образуют тела размером от 0.л до п00 м, в виде меридионально вытянутых цепочек. Границы меланократовых тел с вмещающим милонитовым матриксом резкие, часто окаймлены лейкократовыми кварц-полевошпатовыми (вмещающие – милониты 3 и 4), полевошпат (Ab) -амфибол-гранатовыми (Adr-Grs, f>95 %) (вмещающие – милониты 1 и 2) бластомилонитами, с постепенными переходами к милонитовому матриксу (Немов, 2020).

Текстурно-структурные особенности бластомилонитов основного состава изменяются от центра к краю: центр – мелко-среднезернистая немато- гетерогранобластовая структура, массивная текстура; край – среднезернистая, неравномернозернистая структура, полосчатая текстура. Минералы в этих породах изменяют свой состав от центра к краю тел: Di-Hd и En-Fs → Aeg-Aug и/или Ca-амфиболы (Mg-Hbl-Ed) → Fe-Ca амфиболы (K-Prg или K-Hst) → Phl-Ann, плагиоклаз от An₇₅₋₅₀ до An₄₀₋₂₅. В краевой части тел появляются так же: Kfs, Qu (в бластомилонитах щелочного состава – Nph). Акцессорные минералы: Ttn и Ap (иногда до 10 об. %), Aln, Pcl в ассоциации с Amph и/или Grt.

Милониты матрикса у тел бластомилонитов основного состава содержат микролитоны (0.л–0.0л см) полевошпат-амфиболового состава. При удалении от тел бластомилонитов основного состава с увеличением степени деформации эти микролитоны «исчезают» в матриксе милонитов, замещаясь биотитом и поздним альбитом. Структура милонитов мелкозернистая, текстура полосчатая, флюидальная. В милонитах σ-порфиороклеты Kfs с «пламевидными» пертитами окружены матриксом динамически рекристаллизованного Ab, Mc и деформированных, рекристаллизованных чешуек Vt. Акцессорные минералы – Ap, Mag, Pm, Pcl.

Бластомилониты и милониты осложняются поздними секущими зонами милонит-ультрамилонитов, пегматоидными полевошпатовыми жилами и хрупкими зонами катаклазитов. Среди милонит-ультрамилонитов можно выделить меланократовые и лейкократовые разности с мелко-тонкозернистой структурой, флюидальной текстурой. Меланократовые разности содержат большое количество Vt и акцессорных минералов – Ttn и Ap (до 10 об. %). Лейкократовые сложены Ab и Kfs (до 90 об. %), обеднены акцессорными (Zrn до 1 об. %).

Для темноцветных минералов из всех типов тектонитов наблюдаются общие тенденции изменения состава от центра к краю зерна: увеличение Al, Fe и уменьшение Si, Mg, а также для Amph и Crx отмечено увеличение K, Na и снижение Ca. В Pl из милонитов увеличивается Na до An₁₋₅. Акцессорные минералы содержат примеси P3Э: Ttn – Ce₂O₃ до 2.0 мас. %, Ap – от 1 до 6 мас. % (Ce₂O₃, La₂O₃, Nd₂O₃). На постдеформационном этапе в катаклазированном Ap, Ttn и Aln развивается: по Ap – бритолит и монацит; по Ttn и Aln - бастнезит (∑ P3Э > 30–60 мас. %).

Центральные части тел бластомилонитов основного состава характеризуются широкими вариациями ∑K₂O+Na₂O, что позволяет отнести их как к нормальному, так и щелочному рядам (рис. 1 а). От центра к краю тел наблюдается изменение состава пород, выраженное в увеличении содержаний Si, Al, K, Na и уменьшении – Ti, Fe, Mg и Ca, возрастание отношения – Na₂O/K₂O и аспаитности.

Характер распределения P3 и P3Э в тектонитах ИВСЗ (рис. 1 б, в, г) сопоставим с распределением этих элементов в континентальной коре (КК). Они характеризуются более

высокими содержаниями Li, Be, Rb, Sr, Ba, Th, U, Pb, LREE и более низкими – Sc, V, Cr, Co, Ni (по отношению к КК).

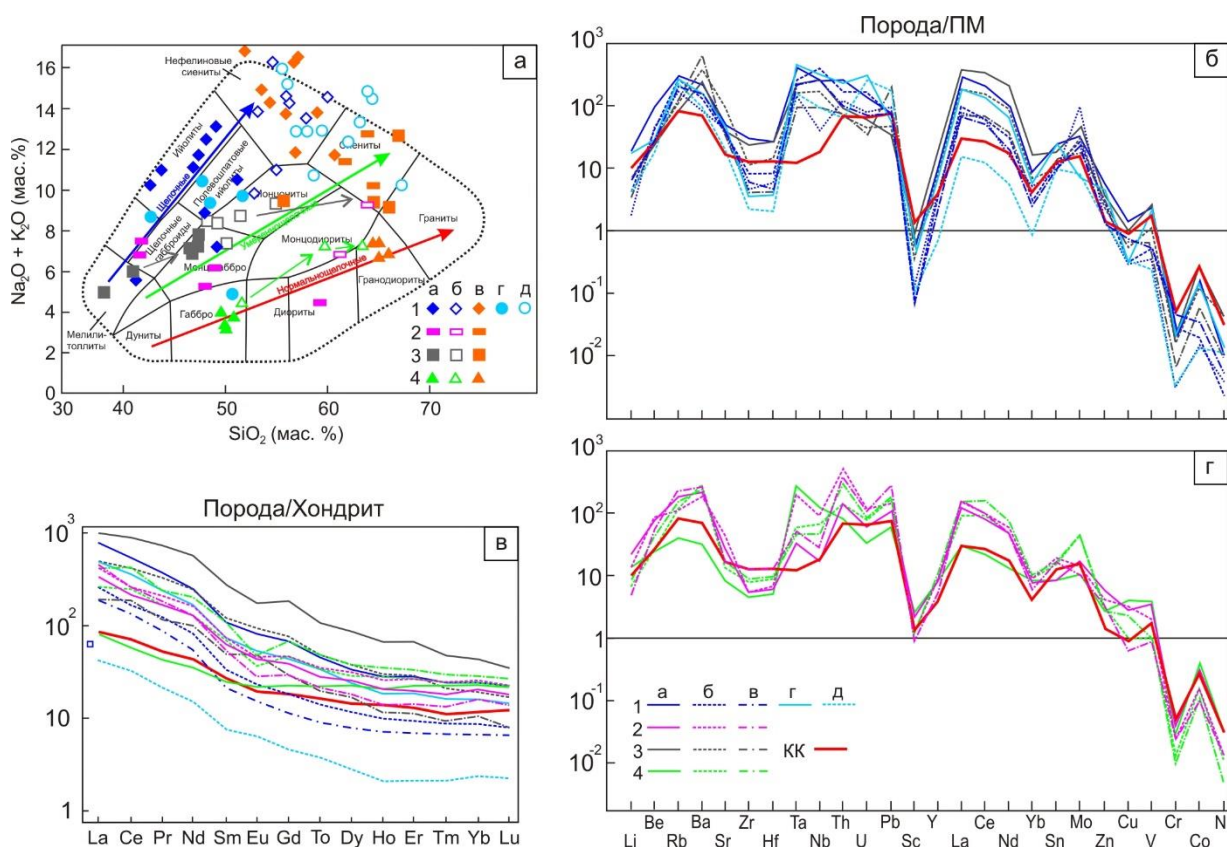


Рис. 1. а) Диаграмма $K_2O+Na_2O-SiO_2$. Условные обозначения. Милонитовый матрикс: 1 – миаскитовый; 2 – миаскит-сиенитовый; 3 – сиенит-гранитоидный; 4 – гранитоидный. Бластомилониты основного состава: а) «ядро»; б) «край»; в) милониты. Милонит-ультрамилониты: г) меланократовые; д) лейкократовые.

б, г) Мультиэлементные диаграммы тектонитов ИВСЗ нормированных к примитивной мантии (ПМ, Sun & McDonough, 1995). Условные обозначения. Милонитовый матрикс: 1 – миаскитовый; 2 – миаскит-сиенитовый; 3 – сиенит-гранитоидный; 4 – гранитоидный. Бластомилониты основного состава: а) «ядро»; б) «край»; в) милониты. Милонит-ультрамилониты: г) меланократовые; д) лейкократовые. Красная линия – средние содержания континентальной коры (КК, Rudnick & Gao; 2003).

в) Спектры распределения РЗЭ для тектонитов ИВСЗ нормированных к хондриту (Sun & McDonough, 1995). Красная линия – средние содержания континентальной коры (КК, Rudnick & Gao; 2003). Условные см. рис. 1 (г).

Схожие тенденции в поведении ряда элементов отмечаются для бластомилонитов основного состава, расположенных в милонитовом матриксе миаскитового (1) и сиенит-гранитоидного (3) состава. От ядра к милонитовому матриксу отмечается уменьшение концентраций V, Cu, Cr, Co, Ni, Sc, Y, LREE, Zr, Hf и увеличение – Rb, Ba, Sr, Th, U, Pb.

Для бластомилонитов основного состава, расположенных в милонитовом матриксе сиенит-миаскитового (2) и гранитоидного (4) состава фиксируются уменьшение Sc, Cu, V, Cr, Co, Ni и увеличение – Ba, Rb, Sr, Zr, Hf, Th, U, Pb, Y, LREE.

Поздние меланократовые милонит-ультрамилониты по концентрации элементов характеру их распределения близки к бластомилонитам основного состава. Лейкократовые милонит-ультрамилониты отличаются наиболее низкими содержаниями V, Cr, Co, Ni, Zr, Hf, Y, REE и высокими – U, Pb.

Для бластомилонитов основного состава расположенных в милонитовом матриксе 1, 2, 3 характерны высокие концентрации РЗЭ ($\sum REE_2O_3$ (ppm): 350–1280; 300–430 и 340–1600, соответственно), при среднем соотношении $La/Yb_{(n)}$ 32; 16; 23. Для бластомилонитов основного состава расположенных в матриксе (4) характерны более низкие содержания $\sum REE = 80-260$; ср. $La/Yb_{(n)} = 4$.

Для милонитового матрикса (1, 3) фиксируется уменьшение концентраций REE (до 160; до 250; при $La/Yb_{(n)}$ 25; 18, соответственно), а для милонитового матрикса (2, 4) увеличение REE (до 400; до 530 при $La/Yb_{(n)}$ 14; 23, соответственно). Меланократовые милонит-ультрамилониты характеризуются высокими содержаниями РЗЭ ($\sum REE_2O_3 = 200-1260$; ср. $La/Yb_{(n)} = 31$), а лейкократовые – крайне низкими ($\sum REE_2O_3 = 4-90$; ср. $La/Yb_{(n)} = 18$).

Выводы. 1) Анализ взаимоотношения расположения тел тектонитов позволяет выделить следующую последовательность их формирования. Образование бластомилонитов и милонитов происходит синхронно, различия текстурно-структурных особенностей обусловлены различной компетентностью тел основного состава и матрикса. Позднее формируются узкие зоны милонит-ультрамилонитов. Последовательность формирования тектонитов подтверждается сменой минеральных ассоциаций, которые фиксируют снижение температуры.

2) Высокие содержания LILE и HFSE элементов (Ba, Sr, Th, U, Pb, LREE) в тектонитах ИВСЗ указывают на коровую природу пород, а высокие концентрации K, Na, Zr, Hf, Nb, Ta, вероятно, свидетельствуют о влиянии на них мантийного флюида.

3) Изучение геохимических особенностей пород ряда бластомилонит-милонит-ультрамилонит позволило выявить перераспределение «наследуемых» элементов, которое фиксируется в зонах базификации и кислотного метасоматоза.

Список литературы

1. Баженов А.Г., Белогуб Е.В., Ленных В.И., Рассказова А.Д. Уфимская широтная структура Урала. Путеводитель экскурсий. Миасс: ИМин УрО РАН, 1992. 89 с.
2. Немов А.Б. Гранат-амфиболовые миаскиты Ильменогорского миаскитового массива (Южный Урал): минералогия и геохимия // Литосфера. 2020. Т.20. № 5. С. 652-667.
3. Родыгин А. И. Динамометаморфические породы. Томск: Изд-во Том. ун-та, 2001. 356с.
4. Русин А.И., Краснобаев А.А., Вализер П.М. Геология Ильменских гор: ситуация, проблемы // Геология и минералогия ильменогорского комплекса: ситуация и проблемы. Миасс: ИГЗ УрО РАН, 2006. С. 3–19.
5. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
6. McDonough W.F., Sun S.S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120 № 3-4. P. 223–253.
7. Rudnick R.L., Gao S. Composition of the continental crust // Treatise on Geochemistry – 3. The Crust. Elsevier Sci. 2003. P. 1–64.

ТЕЛЛУР И ВИСМУТ В КОЛЧЕДАННЫХ МЕСТОРОЖДЕНИЯХ КАЗАХСТАНА

Николаева А.Н.¹

¹ Национальный Исследовательский Томский Политехнический университет, nikolaevaanastas759@gmail.com

Введение. Казахстан обладает минерально-сырьевой базой, имеющей по размеру и перспективам мировое значение. Однако, в ее состоянии уже давно наметились негативные явления, связанные с недостаточной конкурентоспособностью. В этих условиях важным фактором развития и повышения конкурентоспособности на мировом рынке становится выявление дополнительных ценных попутных компонентов в руде для их дальнейшего извлечения. В связи с этим актуальность исследования определяется необходимостью освещения данных по формированию теллуру-висмутовой минерализации в рудах золото-колчеданных месторождений Казахстана, приуроченных к разным геодинамическим обстановкам: энсиматической островной дуге (на примере месторождения Абыз) и активной континентальной окраине (месторождение Малеевское).

Месторождение Абыз расположено на востоке Центрального Казахстана в Карагандинской области в 30 км к западу от рудника Кентюбе. Рудное поле находится в западной части Предчингизской зоны в области ее сочленения со структурами Токраурского синклинория, разделенных меридиональным Центрально-Казахстанским разломом (Мазуров А. К. и др. 2021). Всё это определяет блоковое и мозаичное строение всей Абызской предразломной зоны. В настоящее время золото-колчеданные месторождения Предчингизья связывают с формированием энсиматической островной дуги поздней стадии развития. Оруденение на месторождении связано с протяжённой зоной березитизации по вулканогенно-осадочным

породам среднего-основного состава, также их туфогенным производным и осадочным отложениями. По текстурно-структурным особенностям на месторождении выделено два типа оруденения: сплошной и вкрапленный. Среди сульфидных минералов преимущественно отмечаются пирит, халькопирит, сфалерит и галенит (Николаева А. Н. и др. 2021).

На месторождении Абыз выявлено многообразие теллуру-висмутовой минерализации, представленной такими минералами как: алтаит ($PbTe$), гессит (Ag_2Te), штютцит (Ag_5Te_3), теллуровисмутит (Bi_2Te_3), раклиджит ($(Bi,Pb)_3Te_4$), ченгуодаит ($Ag_9FeTe_2S_4$), петцит (Ag_3AuTe_2), колорадоит ($HgTe$) и калаверит ($AuTe_2$) (рис. 1). Стоит отметить, что до 67% выявленной $Te-Bi$ минерализации приурочено именно к теллуридовым минералам и только 33% к теллуру-висмутовым.

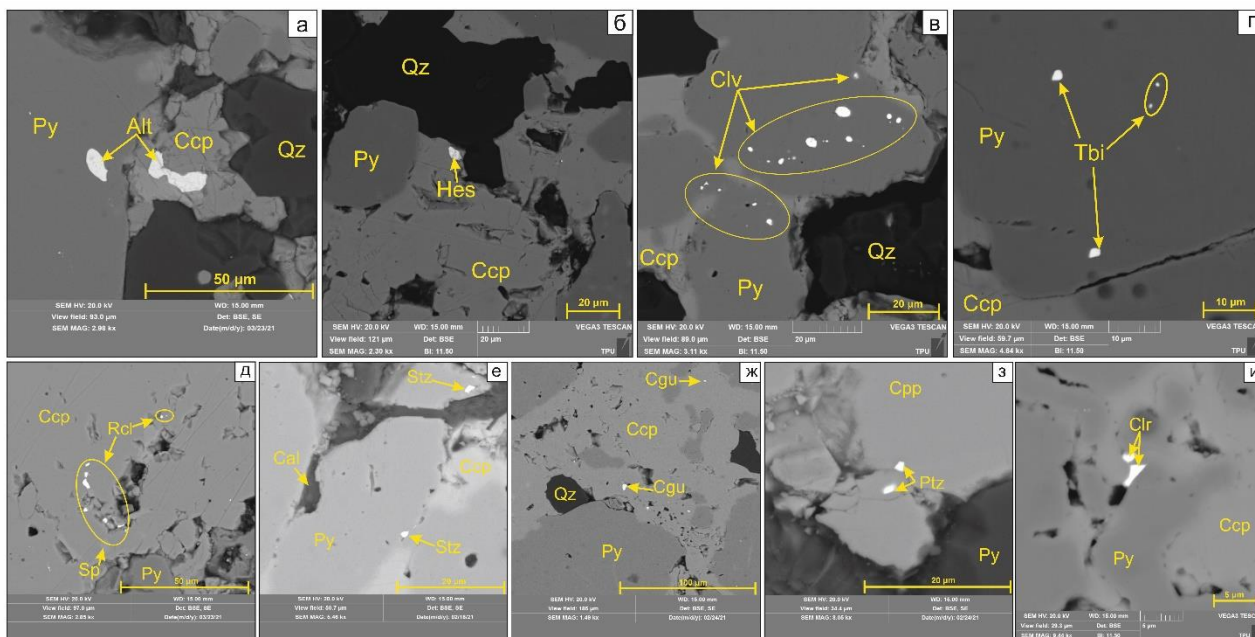


Рис. 1. Снимки со сканирующего электронного микроскопа, демонстрирующие включения алтаита (а), гессита (б), калаверита (в), теллуровисмутита (г), раклиджита (д), штютцита (е), ченгуодаита (ж), петцита (з), колорадоита (и). Py – пирит, Qz – кварц, Cal – кальцит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Alt – алтаит, Hes – гессит, Clv – калаверит, Tbi – теллуровисмутин, Rcl – раклиджит, Stz – штютцит, Cgu – ченгуодаит, Ptz – петцит, Clr – колорадоит

До 72,7% всей минерализации приурочено к сплошному типу оруденения, где диагностированы такие минеральные формы как алтаит, штютцит, гессит, теллуровисмутин, ченгуодаит, петцит, калаверит и колорадоит. Вкрапленный тип оруденения содержит в себе до 27,3% выявленных минералов $Te-Bi$ состава, а именно гессит, раклиджит и калаверит.

Таблица 1. Усредненные формульные коэффициенты теллуру-висмутовых минералов месторождения Абыз (где n – количество образцов, по которым было высчитано среднее значение)

Минерал	n	Te	Bi	S	Hg	Fe	Au	Ag	Pb
Алтаит ($PbTe$)	10	1.00	–	–	–	–	–	–	1.01
Штютцит (Ag_5Te_3)	10	3.00	–	–	–	–	–	4.70	–
Гессит (Ag_2Te)	10	1.00	–	–	–	–	–	2.01	–
Теллуровисмутин (Bi_2Te_3)	10	3.00	1.90	–	–	–	–	–	–
Раклиджит ($(Bi,Pb)_3Te_4$)	10	4.00	2.26	–	–	–	–	–	0.75
Ченгуодаит ($Ag_9FeTe_2S_4$)	10	1.98	–	4.00	–	0.99	–	8.93	–
Петцит (Ag_3AuTe_2)	10	2.00	–	–	–	–	1.00	3.00	–
Калаверит ($AuTe_2$)	10	2.00	–	–	–	–	0.98	–	–
Колорадоит ($HgTe$)	10	1.00	–	–	1.00	–	–	–	–

Для данных минералов отмечается многообразие форм их выделения, а также общее сходство – приуроченность к сульфидным минералам. Обычно «минералами-хозяевами» являются пирит и халькопирит. Минералы теллуру-висмутового состава характеризуются неправильными, просечковидными, амебообразными и угловатыми формами выделения, развиваются как по трещинам и пустотам в минералах, так и по их периферии. Размер агрегатов составляет от 1,5 до 21 микрон в длину. Примеси в процессе сканирования минералов обнаружены не были.

В ходе исследования по результатам сканирующей электронной микроскопии были рассчитаны формульные коэффициенты выявленных Te-Vi минералов и представлен их пересчет в виде усредненных значений (табл. 1).

Малеевское месторождение расположено в Зырянском районе Восточного Казахстана на западном крыле Малеевско-Путинцевской антиклинали, являющейся основной структурной единицей всего северного блока Ревнюшинской горстантиклинали. Разрез месторождения насыщен субвулканическими согласными и секущими телами порфировых риолитов, а также силлами и дайками базитов, очевидно, являющиеся субвулканическими и более поздними (Ложников С.С. и др. 2005). Метасоматические процессы, сопутствующие рудогенезу, оказывают значительное влияние на закономерности локализации руд и широко развиты во всех без исключения магматогенных образованиях месторождения. Приурочены зоны гидротермалитов преимущественно к подошвенной части надрудных порфировых тел, испытавших активное окварцевание, сопровождающееся серицитизацией, нередко хлоритизацией, альбитизацией и эпидотизацией. На месторождении выделено два вида оруденения: сплошной и густо-вкрапленный. Сульфидные минералы представлены пиритом, халькопиритом, сфалеритом, галенитом и спорадически арсенопиритом.

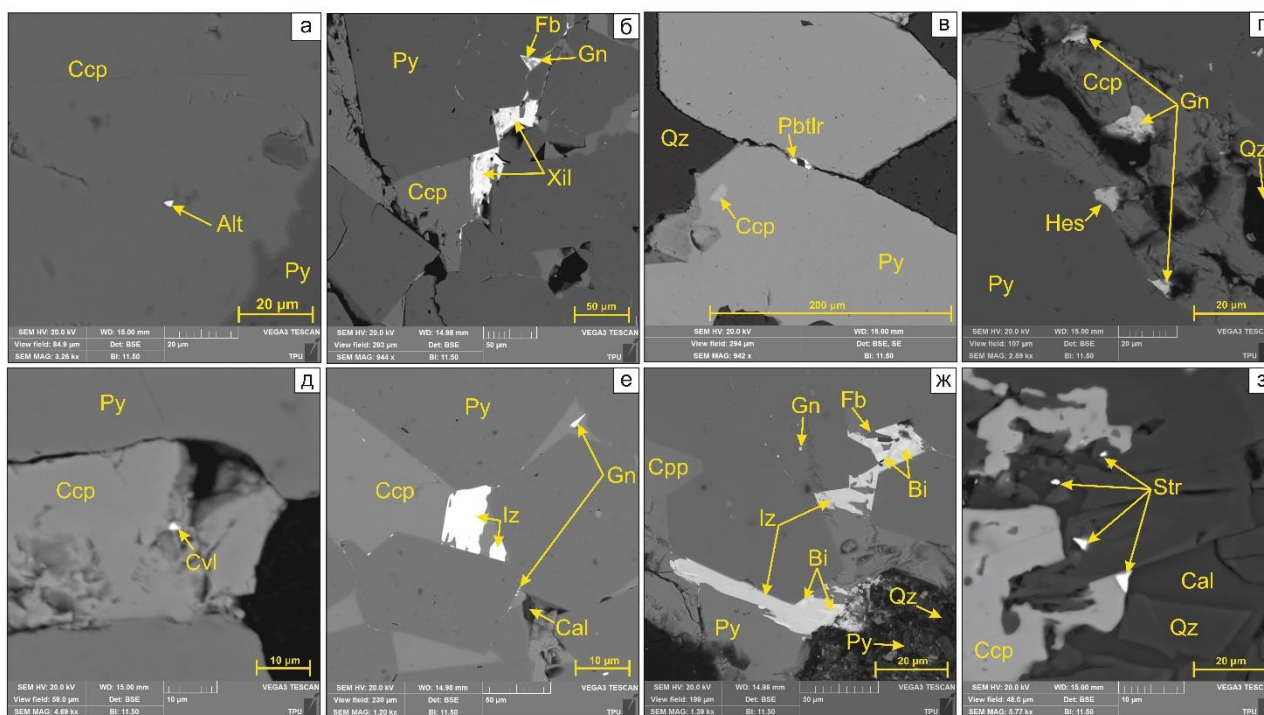


Рис. 2. Снимки со сканирующего электронного микроскопа, демонстрирующие включения алтаита (а), ксилингоита (б), плумботеллурида (в), гессита (г), цервеллеита (д), изоклейкита (е), самородного висмута (ж), сстрокаита (з). Py – пирит, Qz – кварц, Cal – кальцит, Ccp – халькопирит, Sp – сфалерит, Gn – галенит, Alt – алтаит, Hes – гессит, CvI – цервеллеит, Xil – ксилингоит, Pbtlr – плумботеллурит, Iz – изоклейкит, Bi – самородный висмут, Str – сстрокаит, Fb – фрейбергит

В процессе изучения руд Малеевского месторождения составлен обширный список минералов, приуроченных к теллуру-висмутовой минерализации: алтаит (PbTe), гессит (Ag₂Te), цервеллеит (Ag₄TeS), самородный висмут (Bi), сстрокаит (Bi₃TeS₂), плумботеллурит (PbTeO₃), ксилингоит (Pb₃Bi₂S₆), изоклейкит (Pb₂₇(Cu, Fe)₂(Sb, Bi)₁₉S₅₇).

До 63,6% всей минерализации приурочено к сплошному типу оруденения, где диагностированы такие минеральные формы как изоклейкит, самородный висмут, строкаит, гессит и ксилингоит. Густо-вкрапленный тип оруденения содержит в себе до 36,4% выявленных минералов Те-Vi состава, а именно гессит, цервеллеит, алтаит и плюмботеллурит.

Для данных минералов отмечается приуроченность к таким сульфидам как пирит и халькопирит (рис. 2). Стоит при этом отметить, что диагностированный самородный висмут развивается исключительно по ксилингоиту. Чаще всего минералы Те-Vi состава развиваются по трещинам и пустотам «минералов-хозяев», образуя тем самым своеобразные выделения неправильных форм. Размер агрегатов варьирует в диапазоне 1,5...80 микрон, при этом преобладает средний размер в пределах 30...60 микрон. В качестве примесей в минералах отмечались Ag, Pb и Se.

Аналогично, как и для Те-Vi минералов месторождения Абыз, для минералов Малеевского месторождения были рассчитаны усредненные формульные коэффициенты (табл. 2).

Таблица 2. Усредненные формульные коэффициенты теллуру-висмутовых минералов месторождения Малеевское (где n – количество образцов, по которым было высчитано среднее значение)

Минерал	n	Te	Bi	S	Cu	Fe	Sb	O	Ag	Pb
Алтаит (PbTe)	10	1.00	–	–	–	–	–	–	–	0.97
Плюмботеллурит (PbTeO ₃)	10	1.00	–	–	–	–	–	2.82	–	0.99
Гессит (Ag ₂ Te)	10	1.00	–	–	–	–	–	–	1.98	–
Цервеллеит (Ag ₄ TeS)	10	1.06	–	1.00	–	–	–	–	4.21	–
Строкаит (Bi ₃ TeS ₂)	10	1.12	3.17	1.00	–	–	–	–	–	–
Ксилингоит (Pb ₃ Bi ₂ S ₆)	10	–	2.09	6.00	–	–	–	–	–	3.18
Изоклейкит (Pb ₂₇ (Cu,Fe) ₂ (Sb,Bi) ₁₉ S ₅₇)	10	–	7.94	57.00	1.54	0.49	10.99	–	–	27.14

При комплексном изучении руд месторождений Абыз и Малеевское получены новые данные о содержании благородных металлов, где установлено разнообразие теллуру-висмутовой минерализации. Выявленные типоморфные особенности Те-Vi минеральных парагенезисов на изученных объектах могут иметь значение для совершенствования схем комплексной переработки руд.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW-2023-0010).

Список литературы

1. Ложников С.С., Пантелеев С.В., Колмагорова Н.В. Практика обогащения руд Малеевского месторождения полиметаллического и медно-цинкового типа на обогатительной фабрике ЗГОК АО "Казцинк" // Известия высших учебных заведений. 2005. №3. С. 102-105.
2. Мазуров А.К., Николаева А.Н., Рудмин М.А., Якич Т.Ю., Рубан А.С., Байболова Ш.Ж. Золото в рудах золото-колчеданного месторождения Абыз (Центральный Казахстан) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 11. С. 78-88.
3. Макаров А.Б., Огородников С.В. Природное напряженное состояния массива Малеевского месторождения. // Маркшейдерский вестник. 2009. Т.72. №4. С. 36-39.
4. Николаева А.Н., Байболова Ш.Ж. Золотая минерализация в рудах месторождения Абыз (Центральный Казахстан). Тез. докл. Томск: НИ ТПУ, 2021. С. 68-70.

МЕТОДИКА ИССЛЕДОВАНИЯ НАБУХАЕМОСТИ ГРУНТОВ ЮГО-ВОСТОКА БЕЛАРУСИ ПОД ВЛИЯНИЕМ ТЕХНОГЕНЕЗА

Обозная А.В.

УО «Гомельский государственный университет им. Ф. Скорины», г. Гомель, Республика Беларусь, oboznayaaaa@gmail.com

Введение. Статья посвящена исследованию влияния техногенеза на набухаемость грунтов. Были рассмотрены вопросы методики проведения лабораторного эксперимента, обработки полученных результатов исследуемого грунта в пределах юго-восточной части Беларуси.

Под *набухаемостью* понимают способность грунтов увеличивать свой объём и развивать давление набухания в процессе их гидратации или взаимодействия с химическими растворами.

Набухаемость грунтов характеризуется следующими показателями: свободным набуханием ε_{sw} , набуханием под нагрузкой ε_{sw} , давлением набухания P_H , влажностью грунта после набухания W_H

Свободное набухание грунта – это относительное набухание грунта, полученное в приборе ПНГ, когда давлением от массы штампа и измерительного оборудования, не превышающим 0,0006 МПа, пренебрегают.

Набухание грунта под нагрузкой – относительное набухание грунта при данном давлении на образец.

Давление набухания – давление на образец грунта, возникающее при замачивании его жидкостью в условиях, исключающих возможность расширения образца.

Влажность грунта после набухания – это влажность, полученная после завершения набухания образца грунта, обжимаемого в условиях, которые исключают возможность бокового расширения, заданным давлением.

Согласно ГОСТ 25100-2020 набухающими считаются глинистые грунты, у которых свободное набухание не менее 4 %. По величинам свободного набухания глинистые грунты классифицируются следующим образом, представленным в таблице 1.

Таблица 1. Классификация глинистых грунтов по степени набухания (по ГОСТ 25100-2020)

Разновидность глинистых грунтов	Относительная деформация набухания без нагрузки ε_{sw} , д.е.
Ненабухающие	$\varepsilon_{sw} < 0,04$
Слабонабухающие	$0,04 \leq \varepsilon_{sw} \leq 0,08$
Средненабухающие	$0,08 < \varepsilon_{sw} \leq 0,12$
Сильнонабухающие	$\varepsilon_{sw} > 0,12$

Набухаемость грунтов можно определить на образцах нарушенного и ненарушенного сложения.

Необходимое оборудование для проведения лабораторного эксперимента:

Прибор ПНГ (рис. 1.); металлический вкладыш; теххимические весы; нож с ровным краем; монолит глинистого грунта; сушильный шкаф; часы; бумажные фильтры (2 шт.); штангенциркуль с погрешностью измерения 0,1 мм.

Проведение испытаний при использовании монолитного образца:

1. Разобрать прибор, достать кольцо с насадкой и взвесить с точностью до 0,01 г. Результаты записать в журнал.
2. С помощью ножа и кольца вырезать образец. Для этого кольцо острым краем устанавливают на горизонтальную поверхность монолита (насадка должна быть сверху). Подрезая монолит и, постепенно вдавливая кольцо с помощью крышки, заполнить с некоторым излишком кольцо. При этом зазоры между грунтом и стенкой рабочего кольца не допускаются.

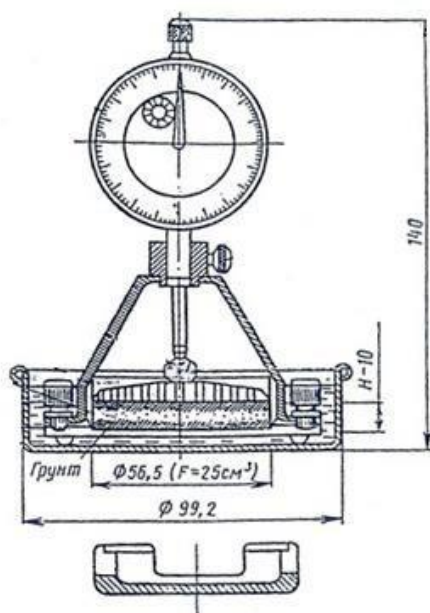


Рис. 1. Прибор ПНГ-1

1. Заполненное кольцо с образцом подрезать ножом, срезать излишки и зачистить торцовую поверхность.
2. Осторожно отделить от кольца насадку, а образец аккуратно срезать вровень с краями кольца. Штангенциркулем измерить высоту образца грунта h .
3. Установить на кольцо насадку и взвесить вместе с образцом с точностью до 0,01 г.
4. Кольцо с насадкой и образцом установить на перфорированное донце диска, покрытое кружком фильтровальной бумаги. Образец сверху также покрыть кружком фильтровальной бумаги и опустить на него поршень.
5. Закрепить винтами соединительную скобу.
6. Установить с помощью винта индикатор так, чтобы ножка его касалась головки поршня (при этом для надёжности лучше ножку немного выдвинуть вверх).
7. Собранный систему аккуратно опустить в ванночку и установить прибор на жёсткое горизонтальное основание.
8. Записать в журнал показания индикатора до опыта (по чёрной шкале индикатора).
9. В ванночку налить воду, полностью наполнив донце. Образец должен насыщаться капиллярно. Отметить время заливки воды. Следует следить за постоянством уровня воды в приборе, периодически доливая её.
10. После замачивания образца регистрируют показания индикатора через 5, 10, 30, 60 мин от начала опыта и далее через 2 ч в течение рабочего дня, а затем в начале и конце рабочего дня до достижения условной стабилизации деформаций. Все данные записывать в журнал.
11. За критерий условной стабилизации деформаций свободного набухания принимается абсолютная деформация не более 0,01 мм за 16 ч.
12. Закончив опыт, прибор разбирают, кольцо с набухшим образцом помещают в фарфоровую чашку, взвешивают и высушивают до постоянной массы в сушильном шкафу при температуре $105 \pm 2^\circ\text{C}$ (В.Л. Моляренко, 2022).

В соответствии с вышеуказанными этапами определим набухаемость у грунтов, отобранных для проведения лабораторного опыта – сожская морена, каолиновая глина, фосфогипс. Результаты расчётов представлены в таблицах.

Таблица 2. Журнал определения свободного набухания сожской морены в приборе ПНГ

Наименование определяемых параметров	Величина определяемых параметров							
	до испытания				после испытания			
Масса кольца с насадкой, г	74,24				74,24			
Масса грунта с кольцом и насадкой, г	163,04				185,16			
Высота образца грунта, мм	19				23,05			
Влажность, доли единицы	1,30				26,53			
Масса грунта с кольцом и насадкой после высушивания, г	-				161,9			
Результаты испытаний в ПНГ								
Дата испытаний	23.03. 2023				24.03. 2023		27.03. 2023	28.03. 2023
Время (мин,ч)	16:20	16:25	16:38	17:05	15:30	16,46	13:57	16:15
Показание индикатора, мм	2,62	2,72	4,71	6,10	6,52	6,60	6,62	6,65

Показание индикатора до воды – 2,60 мм

Время заливки воды – 16:20

Величина деформации – 0,212

Таблица 3. Журнал определения свободного набухания каолиновой глины в приборе ПНГ

Наименование определяемых параметров	Величина определяемых параметров							
	до испытания				после испытания			
Масса кольца с насадкой, г	72,92				72,92			
Масса грунта с кольцом и насадкой, г	145,48				167,88			
Высота образца грунта, мм	19				21,1			
Влажность, доли единицы	3,21				35,07			
Масса грунта с кольцом и насадкой после высушивания, г	-				143,22			
Результаты испытаний в ПНГ								
Дата испытаний	15.03. 2023				16.03. 2023		17.03. 2023	
Время (мин,ч)	16:17	16:22	16:30	17:00	14:00	15:58	12:54	16:05
Показание индикатора, мм	3,11	3,56	4,89	5,15	5,16	5,16	5,16	5,16

Показание индикатора до воды – 3,06 мм

Время заливки воды – 16:17

Величина деформации – 0,11

Таблица 4. Журнал определения свободного набухания фосфогипса в приборе ПНГ

Наименование определяемых параметров	Величина определяемых параметров								
	до испытания				после испытания				
Масса кольца с насадкой, г	74,76				74,76				
Масса грунта с кольцом и насадкой, г	130,9				158,82				
Высота образца грунта, мм	20				21,95				
Влажность, доли единицы	17,69				76,22				
Масса грунта с кольцом и насадкой после высушивания, г	-				122,46				
Результаты испытаний в ПНГ									
Дата испытаний	15.03. 2023				16.03. 2023		17.03. 2023		
Время (мин,ч)	15:48	15:53	16:03	16:33	17:00	14:03	15:59	12:54	16:05
Показание индикатора, мм	6,20	7,05	7,54	7,7	7,72	7,96	7,96	7,98	7,99

Показание индикатора до воды – 6,04 мм

Время заливки воды – 15:48

Величина деформации – 0,097

По показанию числа деформации грунты можно охарактеризовать следующим образом:

- Первый образец (сожская морена) – сильнонабухающий грунт;
- Второй образец (каолиновая глина) – средненабухающий грунт;
- Четвертый образец (фосфогипс) – средненабухающий грунт.

Набухающие грунты при высыхании дают усадку, величина которой зависит от факторов, влияющие на набухание, и возрастает с увеличением склонности грунта к набуханию. Основными факторами, определяющими способность грунта к набуханию, являются:

1) *Химико-минеральный и гранулометрический составы.* Набухание суглинков и глин возрастает в соответствии с увеличением содержания в них глинистых и особенно коллоидных частиц. Огромное влияние на набухание грунтов оказывает их минералогический состав и главным образом состав глинистых минералов. Минералы, имеющие подвижную кристаллическую решетку, например, группы монтмориллонита обладают большей величиной набухания по сравнению с минералами, обладающими жесткой кристаллической решеткой, например, группы каолинита.

2) *Структурно-текстурные особенности.* На набухание глинистых пород оказывают влияние структурно-текстурные особенности глинистых пород: тип структуры, структурные связи, ориентированность и сложность их текстуры. Прочные структурные связи между частицами препятствуют набуханию глинистых грунтов. Поэтому среди глин природного сложения наиболее сильно набухают грунты с коагуляционными и переходными связями, а менее сильно – со смешанными структурами.

3) *Состав обменных катионов.* При близких величинах удельной поверхности и ёмкости обмена набухаемость глинистых грунтов определяется валентностью обменных катионов и величиной их радиуса. Чем ниже валентность катиона и меньше его радиус, тем менее значительно его взаимодействие с поверхностью минерала, больше «диссоциация» и выше «осмотическое» набухание грунта в целом.

4) *Влажность и плотность.* На характер и величину набухания глинистых грунтов оказывает влияние их начальная плотность и влажность. Глинистые грунты, находящиеся в рыхлом нарушенном сложении и имеющие высокую начальную пористость (70–85 %) и низкую влажность (воздушно-сухой порошок), при взаимодействии с водой не набухают, а уплотняются за счёт гидратации и проявления сил капиллярной связности, «стягивающих» частицы и агрегаты друг с другом. Глина при исходной пористости около 60 % практически не набухает и не меняет свою пористость в процессе гидратации. В плотном сложении (при $n = 50\%$) эта же глина проявляет существенное набухание.

5) *Химический состав и концентрация водного раствора, взаимодействующего с грунтом.* Процесс набухания носит осмотический характер. Причиной, вызывающей набухание, является разница в концентрации солей в поровом растворе и в воде, окружающей породу. Если концентрация внешнего раствора меньше концентрации раствора, находящегося в порах породы, происходит набухание породы. Химический состав воды в значительной степени определяет состав обменных катионов, а, следовательно, и величину набухания грунтов.

б) *Величина внешнего давления на грунт.* Деформация набухания грунтов зависит от величины внешнего давления, действующей на грунт. Деформация набухания снижается по мере роста давления и особенно сильно – в зоне малых напряжений. Если величина внешнего давления равна или больше давления набухания, то деформация набухания не проявляется.

Научная статья подготовлена в рамках договора АМ23-21 «Особенности формирования и трансформации экологических функций техногенных грунтов на территории Беларуси».

Список литературы

1. Грунтоведение: практикум / В.Л. Моляренко [и др.]; М-во образования Республики Беларусь, Гомельский гос. ун-т им. Ф. Скорины. – Гомель: ГГУ им. Ф. Скорины, 2022. – 90 с.

ЗАКОНОМЕРНОСТИ РАСПРОСТРАНЕНИЯ И УСЛОВИЯ ФОРМИРОВАНИЯ ПЛАСТА ТП₂₂ МЕСТОРОЖДЕНИЯ М

Овчаренко В.М., Тишенская А.В.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, avt83@tpu.ru

Объект исследования – продуктивный пласт ТП₂₂, вскрытый бурением на одном из газоконденсатных месторождений Северного Ямала. Месторождение административно относится к Ямальскому району Ямало-Ненецкого автономного округа Тюменской области, в соответствии с нефтегазогеологическим районированием расположено в пределах Ямальской нефтегазоносной области Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции.

Цель исследований – выявление особенностей геологического строения и закономерностей распространения отложений пласта ТП₂₂ по территории месторождения.

Актуальность исследования продиктована сложным геологическим строением пласта, его литологической неоднородностью, слабой изученностью и необходимостью уточнения геологического строения пласта в связи с вводом месторождения в эксплуатацию для проектирования оптимальной системы разработки.

В геологическом строении месторождения М принимают участие породы палеозойского складчатого фундамента и терригенные песчано-глинистые отложения платформенного мезозойско-кайнозойского чехла. Пласт ТП22 в стратиграфическом отношении относится к готеривскому ярусу и располагается в нижней части танопчинской свиты (K1tn) (1). В тектоническом плане месторождение приурочено к структурам Среднеямальского мегавала, являющегося частью Тамбейского межграбенового блока.

По А.Э. Конторовичу и др. (4) в готеривское время изучаемая территория палеогеографически находилась в области мелкого моря глубиной 100-200 м и формирование осадков связано с регрессивным этапом осадконакопления, обмелением моря и приближением области осадконакопления к береговой линии.

Пласт ТП22 полностью охарактеризован керном и вскрыт в интервале глубин 2746,10-2771,00 м. По результатам изучения выявлены следующие основные литотипы.

Песчаники светло-серые до серовато-бурых (нефтенасыщенные) мелкозернистые, полимиктовые, цементированные глинистым цементом. Породы однородные и слоистые, слоистость преимущественно горизонтальная и косая разнонаправленная прерывистая, иногда нарушенная следами жизнедеятельности донных животных.

Алевриты светло-серые до темно-серых мелко- и крупнозернистые. Слоистость пород горизонтальная и волнистая сплошная, косая разнонаправленная и линзовидная прерывистая, отчетливая. Породы содержат следы взмучивания, размыва и биотурбации, представленные ходами, следами ползания и зарывания донных организмов, заполненными глинистым материалом. Структура алевритовая.

Глинистые породы окрашены в темно-серый цвет, в них преобладают горизонтальная и линзовидная прерывистые типы слоистости. Наблюдаются вторичные текстуры затекания. Структуры пород пелитовые.

Терригенный состав пород, наличие песчаных осадков, косая разнонаправленная слоистость, отражающая возвратно-поступательный (волновой) характер движения водной среды, наличие следов жизнедеятельности донных организмов свидетельствуют о накоплении осаждавшегося материала в условиях прибрежной полосы моря (2).

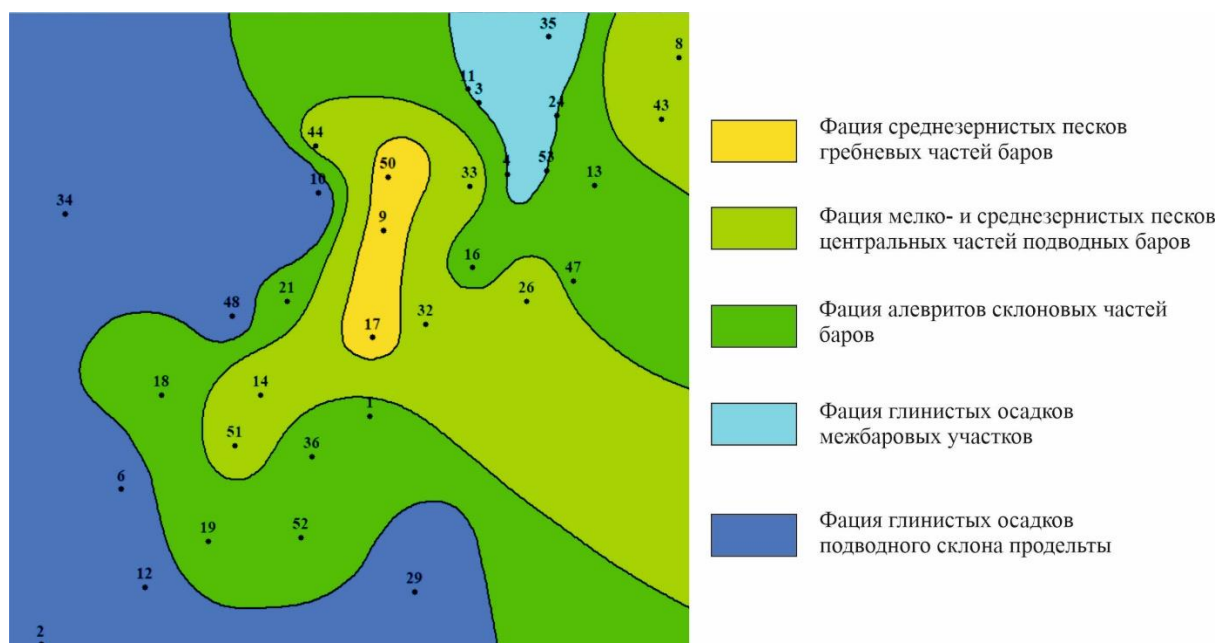


Рис. 1. Фациальная карта пласта ТП22 месторождения М

По результатам седиментологического анализа на изучаемой территории выделены пять основных фаций (рис. 1). Фация гребневых частей баров фронта морской дельты представлена среднезернистыми песчаниками, которые формируют узкое тело субмеридионального простирания в центральной части участка. Фация центральных частей подводных баров

фронта морской дельты также распространена в центральной части территории и представлена мелко и среднезернистыми песчаниками. Фация склоновых частей баров фронта морской дельты представлена алевролитами и мелкозернистыми песчаниками, формирующими тела неправильной формы на северо-востоке и юге территории. С подстилающей фацией межбаровых участков фронта морской дельты имеет плавный контакт. Фация межбаровых участков представлена глинистыми отложениями, залегающими в виде узкого тела на северо-востоке участка. И на западе территории широко распространены глинистые породы подводного склона продельты.

Пласт ТП22 на изучаемой территории характеризуется невыдержанной толщиной отложений, которая изменяется от 18,9 до 37,8 м. Наиболее мощные отложения формировались в пределах извилистой полосы субширотного простирания и на северо-западе территории: наибольшие значения общих толщин отмечаются в центральной части исследуемого района, значительно уменьшаясь в северо-восточном направлении (рис. 2).

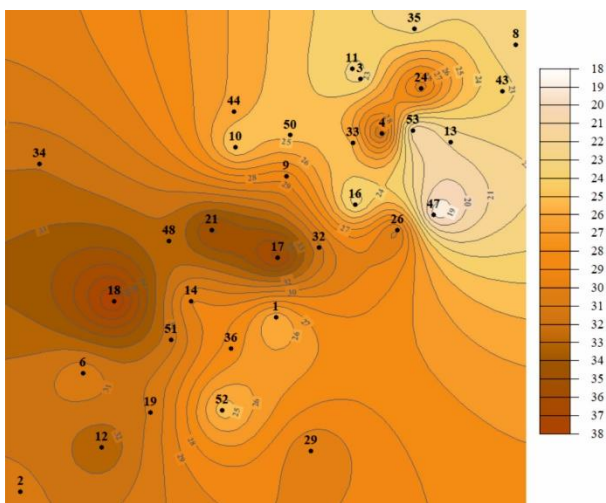


Рис. 2. Карта общих толщин пласта ТП22

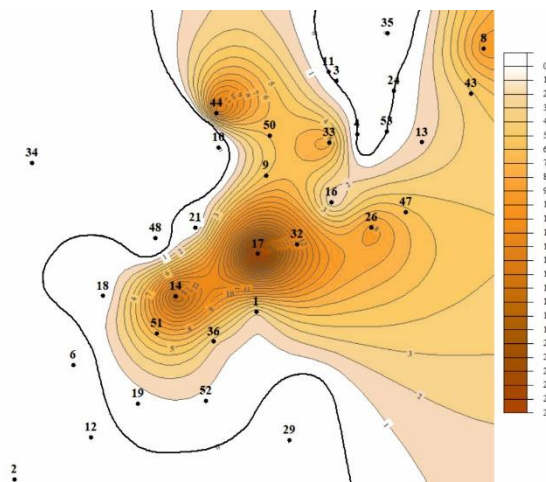


Рис. 3. Карта толщин песчаников по линии $\alpha_{PC}=0,5$ пласта ТП22

Толщина песчаников, измеренная по линии $\alpha_{PC}=0,5$, варьирует от 0,4 до 24,6 м (рис. 3). Наиболее мощные песчаные осадки (со значениями толщин более 5 м) накапливались в центре и на севере территории в виде изолированных замкнутых тел, приуроченных к центральным и гребневым частям подводных баров. К западу и северо-востоку песчаники выклиниваются, сменяясь глинистыми осадками продельты и межбаровых участков. Поэтому границу между отложениями продельты и склоновых частей баров можно принять за линию нулевой толщины песчаников (3).

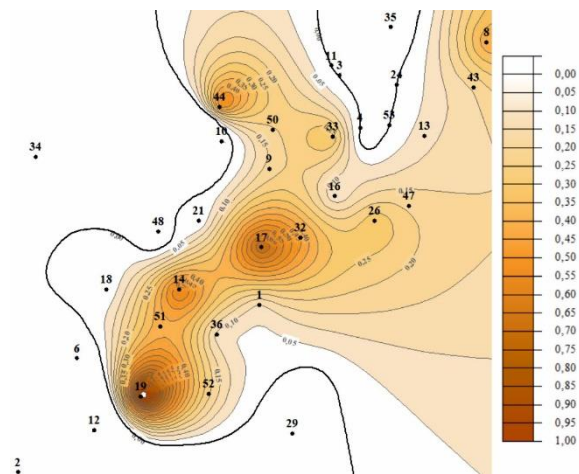


Рис. 4. Карта значений коэффициента песчаности пласта ТП22

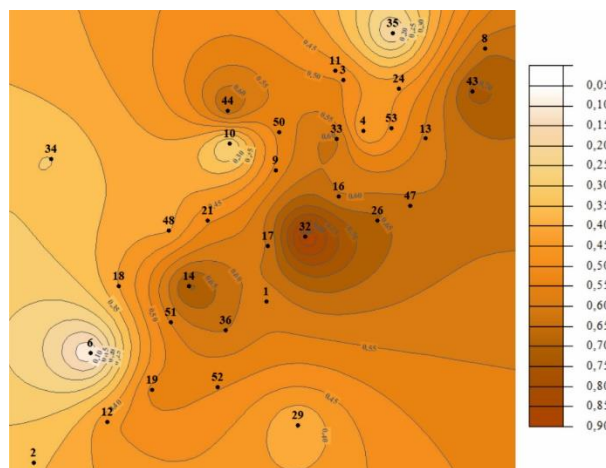


Рис. 5. Карта значений α_{PC} пласта ТП22

Неоднородный литологический состав пласта ТП22 (пласт сложен тремя основными литотипами: песчаниками, алевролитами и глинистыми породами и их переслаиванием) обусловил широкую изменчивость значений коэффициента песчаности, значения которого в пределах изучаемой территории изменяются от 0,07 до 1 (рис. 4). Наиболее высокие значения данного параметра наблюдаются в центральной и юго-западной частях участка и в целом совпадают с областью наибольших общих толщин пласта ТП22 и наибольшей толщиной песчаников. К западу и юго-востоку песчаные осадки постепенно заменяются алевритовыми и глинистыми, и значения коэффициента песчаности уменьшаются практически до нуля.

Динамика среды седиментации определялась по максимальному значению α ПС, измеренному по кривой самопроизвольной поляризации (рис. 5). Наиболее высокий гидродинамический режим седиментации отмечается в центральной части территории (район скважин 14 и 32) и на северо-востоке (район скважины 43). В условиях среды с низкой активностью осаждался материал на юго-западе и в северной части территории (районы скважин 2-6-18 и 9-50-11-35 соответственно).

Учитывая прибрежно-морской характер осадконакопления, генетические признаки отложений и анализируя выявленные закономерности распространения пород на месторождении можно сделать вывод о том, что существенно песчаные осадки накапливались в высокодинамичной и среднединамичной водной среде в пределах изолированных вдольбереговых баров (район скважин 14-17-32-26; скважины 19; скважины 44, скважины 33; скважин 43-8). Эти фации характеризуются наибольшими значениями коэффициента песчаности и максимальными эффективными толщинами. На склонах баров в более глубоководных обстановках песчаный материал осаждался в незначительных количествах, а существенное значение приобрела садка алевритовых и глинистых осадков. В межбаровых котловинах (линии скважин 53-24-35; 4-3-11) и на удаленных от баров участках погруженного морского дна (на западе и юго-востоке территории) в условиях низкой и очень низкой гидродинамики воды осуществлялась седиментация алевритовых и глинистых осадков. Эти фации прудельты и межбаровых участков отличаются практически нулевыми значениями эффективных толщин.

Список литературы

1. Кислухин И.В. Особенности геологического строения и нефтегазоносность юрско-неокомских отложений полуострова Ямал. – Тюмень: ТюмГНГУ, 2012. – 116 с.
2. Недоливко Н.М. Исследования керна нефтегазовых скважин: Учебное пособие. – 2-е изд. – Томск: Изд-во Томского политехнического университета, 2018. – 137 с.
3. Методические указания по дисциплинам «Основы компьютерных технологий решения геологических задач» и «Основы компьютерных технологий решения гидрогеологических и инженерно-геологических задач» для обучающихся по специальности 21.05.02 «Прикладная геология» и направления 09.04.02 «Информационные системы и технологии», программа «Геоинформационные системы» всех форм обучения (Часть 2) / сост. В.А. Белкина, А.А. Забоева, Н.В. Санькова. Тюменский индустриальный университет. – 1-е изд., – Тюмень: Издательский центр БИК ТИУ, 2019 – 43 с.
4. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде / А.Э. Конторович, С.В. Ершов, В.А. Казаненков, Ю.Н. Карогодин и др. // Геология и геофизика, 2014. – Т. 55. – № 5–6. – С. 745 – 776.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ И Sm-Nd ИЗОТОПНО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАВУЛКАНИТОВ ДЯГДАГЛЕЙСКОЙ ТОЛЩИ БУРЕЙНСКОГО КОНТИНЕНТАЛЬНОГО МАССИВА ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЦЕНТРАЛЬНО-АЗИАТСКОГО СКЛАДЧАТОГО ПОЯСА

Овчинников Р.О.¹, Сорокин А.А.¹, Дриль С.И.²

¹Институт геологии и природопользования ДВО РАН, г. Благовещенск, ovchinnikov@ignm.ru

²Институт им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск

Изучение петрографических, геохимических, Sm-Nd изотопных особенностей магматических образований континентальных массивов Центрально-Азиатского складчатого

пояса (ЦАСП) имеет кардинальное значение для разработки геодинамической модели формирования этого крупнейшего подвижного пояса Земли.

Буреинский континентальный массив является одним из крупнейших континентальных массивов в восточном сегменте ЦАСП, и обычно рассматривается в качестве составной части Бурея-Цзямуси-Ханкайского супертеррейна (Парфенов и др., 2003; Ханчук, 2006).

На данный момент, условно раннедокембрийские магматические и метаморфические комплексы северо-западной части Буреинского массива, относятся к числу наименее изученных элементов в его строении. В связи с этим, мы провели петрографические, геохимические и Sm–Nd изотопно-геохимические исследования метавулканитов дягдаглейской толщи в бассейне реки Дягдагле.

Исследование химического состава пород выполнено с использованием рентгенофлуоресцентного метода (основные породообразующие компоненты, Zr) в Институте геологии и природопользования ДВО РАН (г. Благовещенск) и с помощью метода ICP–MS (Li, Ga, Rb, Sr, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Y, Nb, Ta, Th, U, Pb, Sc, V, Cr, Co, Ni, Cu, Zn) в Институте геохимии СО РАН (г. Иркутск). Гомогенизация порошковых проб для РФА выполнена путем сплавления со смесью метабората и тетрабората лития в муфельной печи при температуре 1050–1100 градусов. Величина интенсивности аналитических линий скорректирована на фон, эффекты поглощения и вторичной флуоресценции. Измерения проводились на рентгеновском спектрометре Pioneer 4S.

Химическая пробоподготовка проб для ICP–MS метода проводилась путем сплавления образцов с безводным метаборатом лития в стеклоуглеродных тиглях при температуре 1150 градусов в высокочастотной индукционной печи ВЧГ–4, с последующим разложением плавня смесью перегнанных кислот HF и HNO₃ и отгонкой SiF₄. Двойная и тройная перегонка кислот осуществлялась в системах глубокой очистки кислот: subPUR/duo PUR Milestone microwave laboratory systems, затем в Savillex DST–1000 sub-boiling Distillation System User's Manual. Для приготовления всех растворов использована сверхчистая вода, очищенная с помощью аппарата Milli Q (Millipore SAS, Франция). Измерения проводились на ICP/HRMS масс-спектрометре ELEMENT–2.

Sm–Nd изотопно-геохимические исследования пород выполнены в ЦКП Изотопно-геохимических исследований ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Измерения изотопного состава Sm и Nd проводились на 9-коллекторном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой MC–ICP–MS Neptune Plus в статическом режиме. Погрешности определения отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ составили не более 0.003 % и 0.4 %, соответственно. Полученные данные были нормализованы к отношению $^{146}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.7219$. Результаты измерений международного изотопного стандарта JNdi–1 ($n = 40$) составили $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512107 \pm 4$ при рекомендованном значении $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512115 \pm 7$ [Tanaka et al., 2000]. Для изотопного состава Nd и концентраций Nd и Sm в международных породных стандартах получены следующие значения: 1) BCR–2 ($n = 28$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512630 \pm 14$; Nd = 28.8 ± 0.1 мкг/г; Sm = 6.52 ± 0.03 мкг/г; 2) AGV–2 ($n = 8$), $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512769 \pm 16$; Nd = 30.3 ± 0.1 мкг/г; Sm = 5.42 ± 0.03 мкг/г.

При расчете величин $\epsilon_{\text{Nd}(0)}$ и модельных возрастов $t_{\text{Nd}(DM)}$ использованы современные значения однородного хондритового резервуара (CHUR) по (Jacobsen, Wasserburg, 1984) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.512638$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.1967$) и деплетированной мантии (DM) по (Goldstein, Jacobsen, 1988) ($^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd} = 0.513151$, $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd} = 0.21365$).

Результаты исследований сводятся к следующему.

Метавулканиты, отобранные в береговых обнажениях реки Дягдагле, представляют собой серые, с зеленоватым оттенком, породы, обладающие реликтовой порфировой структурой. Вкрапленники представлены кварцем, плагиоклазом, калиевым полевым шпатом и в меньшей степени биотитом. Основная масса сложена преимущественно кварцем. Среди аксессуарных минералов выделяется циркон и оксиды железа.

Для реконструкции состава первичных пород метавулканитов дягдаглейской толщи, мы использовали классификационные диаграммы $(\text{Zr}/\text{TiO}_2) \cdot 0.0001 - \text{SiO}_2$ и Nb–Y - SiO_2

(Winchester, Floyd, 1977), основанные на соотношении немобильных при метаморфизме элементов. На этих диаграммах, фигуративные точки составов метавулканитов дягдаглейской толщи занимают поля соответствующие риолитам, и кислым породам семейства пантеллеритов-комендитов.

По соотношению Y–Zr (Ross, Bedard, 2009) и Co–Th (Hastie et al., 2007) рассматриваемые метавулканиты отвечают породам известково-щелочной и высоко калиевой известково-щелочной серий. Для них характерны низкие величины $ASI = 0.87-0.92$, свойственные метаглиноземистым породам (Maniar, Piccoli, 1989). Распределение REE в метавулканитах дягдаглейской толщи имеет ярко дифференцированный характер ($[La/Yb]_n = 1.30 - 15.22$), при отчетливо выраженной отрицательной европиевой аномалии $Eu/Eu^* = 0.09 - 0.28$. На графиках распределения нормированных к примитивной мантии концентраций микроэлементов проявлено относительное обогащение рассматриваемых метавулканитов в отношении Rb, Th, U, Ta, Pb, Nd и Gd при дефиците Ba, Nb, Sr и Ti.

В результате Sm-Nd изотопно-геохимических исследований было показано, что метавулканиты дягдаглейской толщи характеризуются глубоко отрицательным значением $\epsilon_{Nd(0)} = -12.9$ и палеопротерозойским модельным возрастом $t_{Nd(DM)} = 1.8$ млрд лет.

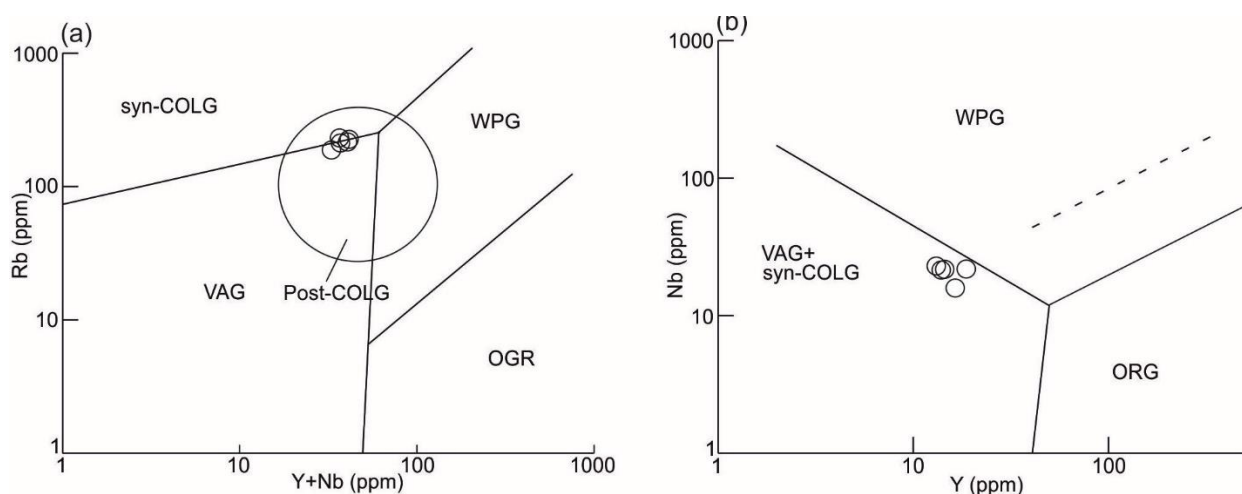


Рис. 1. Тектонические диаграммы Пирса (Pearce et al., 1984) для метавулканитов дягдаглейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

ORG- граниты океанических хребтов; WPG- внутриплитные граниты; VAG- граниты вулканических дуг; syn-COLG- коллизионные граниты; Post-COLG- постколлизионные граниты.

На тектонических диаграммах Пирса (Pearce et al., 1984) Y+Nb - Rb, Y+Nb (рис. 1) фигуративные точки составов, рассматриваемых метавулканитов, занимают переходное положение между полями составов магматических пород, сформировавшихся в геодинамических обстановках островных дуг, син- и постколлизионных условиях.

На тригональной тектонической диаграмме Гребенникова $(Na_2O+K_2O) - Fe_2O_3 \cdot 5 - (CaO+MgO) \cdot 5$ (Гребенников, 2014), составы метавулканитов дягдаглейской толщи отражают сходство с породами, образованными в обстановках, связанных с субдукционными процессами (рис. 2). В пользу данной интерпретации выступают и результаты Sm–Nd изотопных исследований, свидетельствующие о плавлении коровых субстратов палеопротерозойского возраста в процессе формирования родоначальных магм для рассматриваемых метавулканитов. В пользу надсубдукционной природы протолита метавулканитов дягдаглейской толщи, так же указывает их метаглиноземистый характер и принадлежность к известково-щелочной серии. В тоже время, стоит отметить, что к выводам, основанным на геохимических особенностях кислых магматических образований стоит относиться с осторожностью, так как геохимические особенности как риолитов, так и их интрузивных аналогов – гранитов, напрямую зависят от составов плавящихся субстратов, а не от геодинамических условий их формирования.

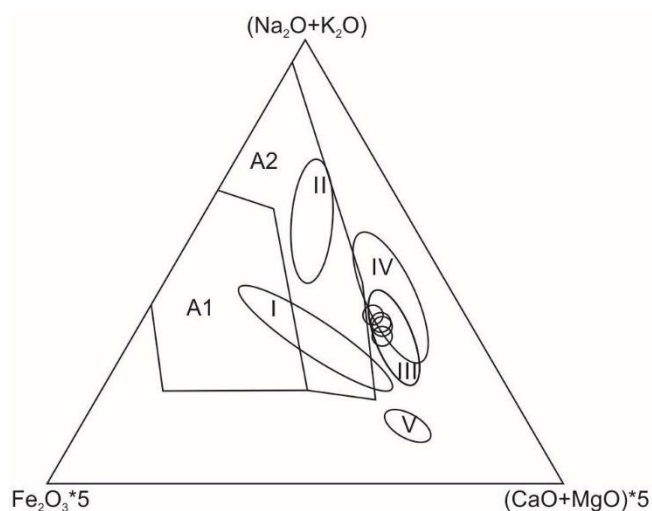


Рис. 2. Тригональная тектоническая диаграмма Гребенникова (Гребенников, 2014) для метавулканитов дягдагейской толщи северо-западной части Буреинского массива.

A1 - поле кремнекислых пород внутриплитных геодинамических обстановок: океанических островов и континентальных рифтов; A2 - кислые магматические ассоциации, проявленные в геодинамических условиях внутри- и окраинно-континентального типов.

I - обстановки проявления мантийных плюмов в условиях океанических плит (океанические острова и лавовые плато); II - обстановки внутриконтинентальных рифтов и областей континентальных горячих точек; III и IV - обстановки, связанные с субдукционными процессами (III - зоны островодужного магматизма, заложенные на океанической коре, IV - зоны магматизма активных континентальных окраин,

вовлекающие в процессы магнообразования континентальную кору); V - обстановки задугового спрединга.

Резюмируя вышеприведенные данные, можно сделать следующие выводы:

1. Образование протолита метавулканитов дягдагейской толщи, вероятно, связано с одним из этапов надсубдукционного магматизма;
2. Родоначальные магмы для протолита рассматриваемых метавулканитов были сформированы в результате плавления коровых субстратов палеопротерозойского возраста.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 22-77-00001, <https://rscf.ru/project/22-77-00001/>

Список литературы

1. Гребенников А.В. Гранитоиды А-типа: проблемы диагностики, формирования и систематики // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 9. С. 1356-1373.
2. Парфенов Л.М., Берзин Н.А., Ханчук А.И., Бодарч Г., Беличенко В.Г., Булгатов А.Н., Дриль С.И., Кириллова Г.Л., Кузьмин М.И., Ноклеберг У. Дж., Прокопьев А.В., Тимофеев В.Ф., Томуртогов О., Янь Х. Модель формирования орогенных поясов Центральной и Северо-Восточной Азии // Тихоокеанская геология. 2003. Т. 22. № 6. С. 7-41.
3. Ханчук А.И. Геодинамика, магматизм и металлогения востока России. В 2-х кн. Владивосток. Изд-во: Дальнаука. 2006. Кн. 1. 572 с.
4. Goldstein S.J., Jacobsen S.B. Nd and Sr isotopic systematics of river water suspended material: implications for crustal evolution // Earth and Planet Sci. Lett. 1988. V. 87. P. 249-265.
5. Hastie A.R., Kerr A.C., Pearce J.A., Mitchell S. Classification of altered volcanic island arc rocks using immobile trace elements: development of the Th-Co discrimination diagram // Journal of Petrology. 2007. V. 48. P. 2341-2357.
6. Jacobsen S.B., Wasserburg G.J. Sm-Nd isotopic evolution of chondrites and achondrites, II // Earth and Planet. Sci. Lett. 1984. V. 67. P. 137-150.
7. Maniar P.D., Piccoli P.M. Tectonic discrimination of granitoids // Geological Society of America Bulletin. 1989. V. 101. P. 635-643.
8. Pearce, J.A., Harris, N.B.W., Tindle, A.G. Trace element discrimination of granitic rocks // Journal of Petrology. 1984. V. 25. P. 956-983.
9. Ross P.S., Bedard J.H. Magmatic affinity of modern and ancient subalkaline volcanic rocks determined from trace-element discriminant diagrams // Can. J. Earth Sci. 2009. V. 46. I. 11. P. 823-839.
10. Tanaka T., Togashi S., Kamioka H., Amakawa H., Kagami H., Hamamoto T., Yuhara M., Orihashi Y., Yoneda S., Shimizu H., Kunimaru T., Takahashi K., Yanagi T., Nakano T., Fujimaki H., Shinjo R., Asahara Y., Tanimizu M., Dragusanu C. JNdi-1: a neodymium isotopic reference in consistency with LaJolla neodymium // Chem. Geol. 2000. V. 168. P. 279-281.
11. Winchester J.A., Floyd P.A. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements // Chemical Geology. 1977. V. 20. P. 325-343.

КРИСТАЛЛИЧЕСКАЯ СТРУКТУРА ЗАХАРОВИТА

Паниковский Т.Л.^{1,2}, Яковенчук В.Н.¹, Кривовичев С.В.^{1,2}¹ФИЦ Кольский научный центр РАН, Апатиты, Россия, taras.panikorski@ksc.ru²СПбГУ, Санкт-Петербург, Россия

Новый минерал захаровит, $\text{Na}_4\text{Mn}^{2+}_5\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$, был впервые описан А.П. Хомяковым с соавторами в Ловозёрском щелочном массиве на г. Карнасурт в уссингитовой прожилке. Минерал образует тонкочешуйчатый (индивиды до 0.1 мм) агрегат, слагающий гнезда, состоящего из жёлтых чешуек, и ассоциирует с эпидидимитом. В Хибинском массиве захаровит найден в пегматитах и гидротермалитах на горах Юкспор и Коашкар вместе с полевым шпатом, эгирином, дельхайелитом, щербаковитом, ломоносовитом, виллиомитом (Хомяков и др. 1982). Авторам исходного описания не удалось исследовать кристаллическую структуру нового минерала, однако были определены параметры элементарной ячейки: $a = 14.58$, $c = 37.7 \text{ \AA}$, $\gamma = 120^\circ$ (по порошку), пр. гр. $P31m$.

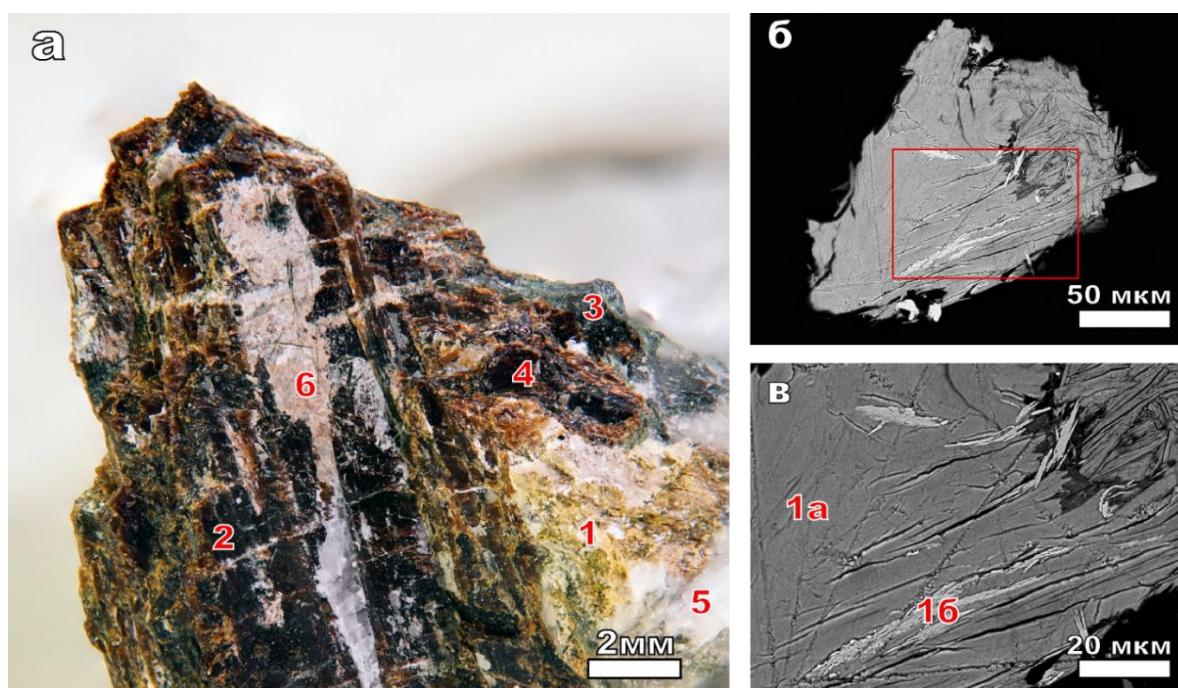


Рис. 1. Фотография зеленовато-жёлтых пластинок захаровита (1) в ассоциации с щербаковитом (2), эгирином (3), эвдиалитом (4), альбитом (5) и серандитом (6) – (а); изображения в обратно-рассеянных электронах захаровита (1а) – (б); и его Fe-доминантного аналога (1б) – (в).

Нами был исследован образец захаровита из керна разведочной скважины месторождения Олений Ручей, Хибины в ассоциации с щербаковитом, эгирином, альбитом, эвдиалитом и серандитом (Рис. 1). Минерал образует зеленовато-жёлтые пластинки размерами до 1-2 мм. Новая находка захаровита была исследована с помощью инфракрасной спектроскопии, рентгенофазового и рентгеноструктурного анализов, химический состав был изучен с помощью рентгеноспектрального микроанализа (ЭДС).

Данные химического состава захаровита приведены в таблице 1. Химический состав был рассчитан на сумму $\text{Si} + \text{S} = 14$ к.ф следует отметить, что захаровит содержит включения пластинок размерами до 100 мкм своего Fe-аналога (Рис. 1в).

Кристаллическая структура захаровита была расшифрована в пространственной группе $P-3$ ($a = 14.5073(6)$, $c = 12.4968(10) \text{ \AA}$, $V = 2277.7(3) \text{ \AA}^3$). Структура была уточнена с использованием матрицы двойникования (0.0, -1.0, 0.0, -1.0, 0.0, 0.0, 0.0, 0.0, -1.0), и соотношением компонент двойника [0.56/0.44] до значения $R_1 = 0.060$ для 3492 независимых рефлексов с интенсивностью $|F_o| \geq 4\sigma_F$. Следует отметить, что параметр a совпадает с данными, полученными в работе (Хомяков и др. 1982), а параметр c в 3 раза меньше.

Таблица 1. Химический состав

Компонент	Анализ				
	1	2	3	4	5
Na ₂ O, wt. %	9.53	7.55	13.36	12.31	13.61
MgO	0.76	0.79	1.61	1.11	0.93
Al ₂ O ₃	0.06	–	0.11	0.14	0.27
SiO ₂	52.00	55.43	49.71	53.59	53.09
SO ₂	0.13	–	–	0.19	–
K ₂ O	2.72	2.61	0.25	0.24	–
CaO	0.75	0.73	0.27	0.27	0.74
TiO ₂	–	–	0.11	0.12	1.62
MnO	11.06	10.48	1.03	1.38	0.60
FeO	8.21	8.68	26.23	27.51	26.98
H ₂ O**	13.00				
Сумма	98.22				
Na ⁺ , apfu	4.96	3.7	7.3	6.22	6.96
Mg ²⁺	0.3	0.3	0.68	0.44	0.36
Al ³⁺	0.02	–	0.04	0.04	0.08
Si ⁴⁺	13.96	14	14	13.96	14
S ⁴⁺	0.04	–	–	0.04	–
K ⁺	0.94	0.84	0.08	0.08	–
Ca ²⁺	0.22	0.2	0.08	0.08	0.2
Ti ⁴⁺	–	–	0.02	0.02	0.32
Mn ²⁺	2.52	2.24	0.24	0.3	0.14
Fe ²⁺	1.84	1.84	6.18	6	5.94
H ⁺ *	23.3	0	0	0	0

*рассчитано в соответствии со структурными данными

Подобно слюдам, в основе кристаллической структуры захаровита, (Рис. 2) находятся *TOT* пакеты, состоящие из двух одинаковых тетраэдрических слоёв *T* с общей формулой [Si₁₄O₃₈] и октаэдрического слоя между ними (Mn₅Na₄)φ₁₉, где (φ = O, OH и H₂O). Межпакетное пространство занято катионами Na, K и молекулами H₂O.

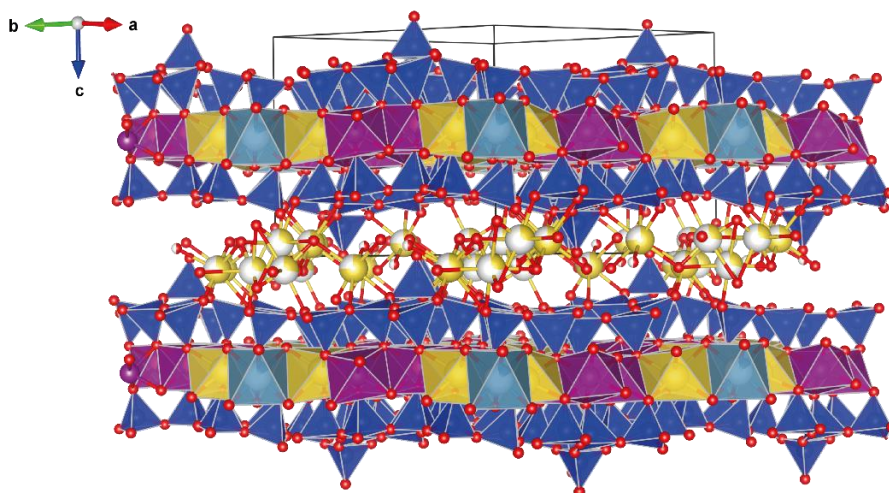


Рис. 2. Общая проекция кристаллической структуры захаровита: полиэдры SiO₄ показаны синим, октаэдры NaO₆ – жёлтым, MnO₆ – розовым, CaO₆ – голубым.

Тетраэдрический слой $[\text{Si}_{14}\text{O}_{37}\text{OH}]$, характерный для захаровита (Рис. 3а) был описан нами ранее в кристаллической структуре шафрановскита (Krivovichev et al. 2004). Основу такого слоя составляют 3 шестичленных кольца $[\text{Si}_{13}\text{O}_{37}]$ с точечной симметрией 3, соседние тройные кольца связаны по вершинам с дополнительным тетраэдром $\text{Si}\text{B}\text{O}_4$, вершина, которого направлена в противоположную сторону плоскости чертежа, в отличие от остальных тетраэдров, составляющих треугольные $[\text{Si}_{13}\text{O}_{37}]$ группировки.

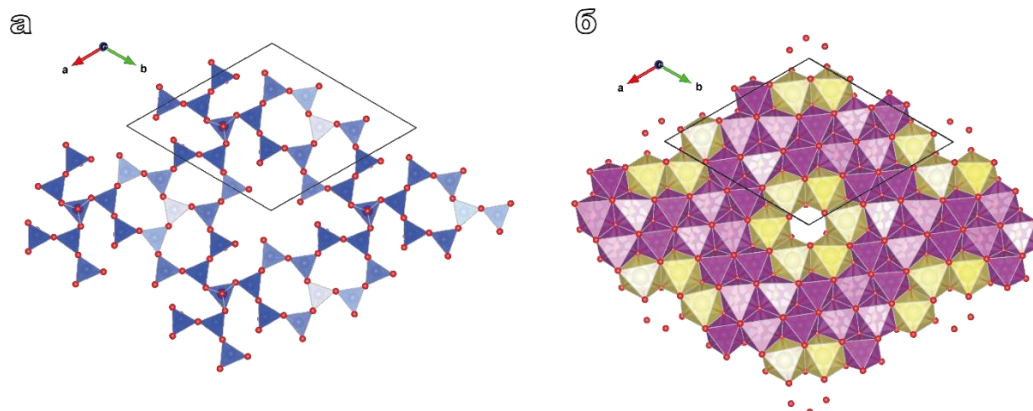


Рис. 3. Силикатный и октаэдрический слой в структуре захаровита.

Октаэдрический слой (Рис. 3б) в структуре захаровита в общем виде соответствует триоктаэдрическому слою, в котором, как и в шафрановските, каждый 19 октаэдр – вакантен. В отличие от шафрановскита соотношение Mn-доминантных октаэдров к Na-доминантным составляет 12:6. Следует отметить, что вакантно-доминантная позиция частично заселена Ca, её уточнённая заселённость составила $[\square_{0.84}\text{Ca}_{0.16}]_{1.00}$

В межслоевом пространстве располагаются октаэдры $\text{Na}1\text{O}_6$ и $\text{Na}4\text{O}_6$ с уточнёнными заселённостями $[\text{Na}_{0.72}\square_{0.28}]_{1.00}$ и $[\square_{0.73}\text{Na}_{0.27}]_{1.00}$, соответственно, а также позиции $\text{K}1\text{O}_8$ с уточнённой заселённостью $[\square_{0.83}\text{K}_{0.17}]_{1.00}$. Разупорядоченное положение межслоевых катионов Na и K косвенно свидетельствует о возможной миграции этих элементов из межслоевого пространства, а это означает, что захаровит, как и шафрановскит имеет потенциал использования в качестве ионита. Об этом также косвенно свидетельствуют значительные вариации содержания Na в интервале 3.70 - 6.96 к.ф.

Кристаллохимическую формулу, полученную в результате рентгеноструктурного исследования, можно записать как ($Z = 2$): $\text{Ca}_{0.04}\text{K}_{0.50}\text{Na}_{3.00}[\text{Mn}_{4.70}\text{Na}_{4.30}]_{9.00}[\text{Si}_{14}\text{O}_{36.64}\text{OH}_{1.36}]_{38.00} \cdot 14\text{H}_2\text{O}$.

Рентгеновские исследования проведены на оборудовании РЦ РДМИ при финансовой поддержке РФФ (проект № 21-77-10103).

Список литературы:

1. Хомяков А.П., Казакова М.Е., Врублевская З.В., Звягин Б.Б., Пилюян Г.О. Захаровит $\text{Na}_4\text{Mn}^{2+}_5\text{Si}_{10}\text{O}_{24}(\text{OH})_6 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$ -новый гидросиликат натрия и марганца // ЗВМО. 1982. Часть 111. Вып. 4, стр. 491-495.
2. Krivovichev S.V., Yakovenchuk V.N., Armbruster Th., Pakhomovsky Y.A., Weber H.-P., Depmeier W. (2004): Synchrotron X-ray diffraction study of the structure of shafranovskite, $\text{K}_2\text{Na}_3(\text{Mn,Fe,Na})_4[\text{Si}_9(\text{O,OH})_{27}](\text{OH})_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, a rare manganese phyllosilicate from the Kola peninsula, Russia. The American Mineralogist, 89, 1816-1821.

ОСОБЕННОСТИ МИГРАЦИИ ХИМИЧЕСКИХ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДНЫХ ОБЪЕКТАХ В РАЙОНЕ КАНГАЛАССКОГО УГОЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Плотникова Е.С.¹, Бугаев И.А.², Солдатова Е.А.^{1,3}

¹ Тюменский государственный университет (г. Тюмень), baikalogin@gmail.com

² Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (г. Москва)

³ Институт геологии РАН (г. Москва)

Введение. Исследование отработанных карьеров, месторождений, в том числе затопленных, является актуальным, поскольку поможет выявить влияние, оказываемое объектами горнодобывающей промышленности на окружающую среду, не только в процессе эксплуатации, но и после их консервации. Определение перечня выносимых химических элементов и их соединений, оценка их миграционной способности, а также дальнейшего переотложения в виде вторичных минералов позволяет прогнозировать изменения ландшафтов, их свойств и развитие негативных процессов. Цель исследования заключается в изучении химического состава поверхностных вод в районе Кангаласского угольного разреза и выявлении особенностей водной миграции химических элементов.

Материалы и методы. Объектом исследования являются поверхностные воды в районе Кангаласского бурогоугольного месторождения, расположенного в 40 км от Якутска (Республика Саха). Для исследования были выбраны три водных объекта: (УК1) малый отработанный карьер, имеет песчаное дно; (УК2) большой карьер, дно сложено скальными породами, присутствует ил; (УК3) р. Кэнкэмэ, протекающая через территорию бурогоугольного месторождения; река пересыхает летом, вода в точке опробования имеет выраженный запах разлагающейся органики, выше по течению расположены мост, автодорога и автозаправочная станция (АЗС) (рис.1).

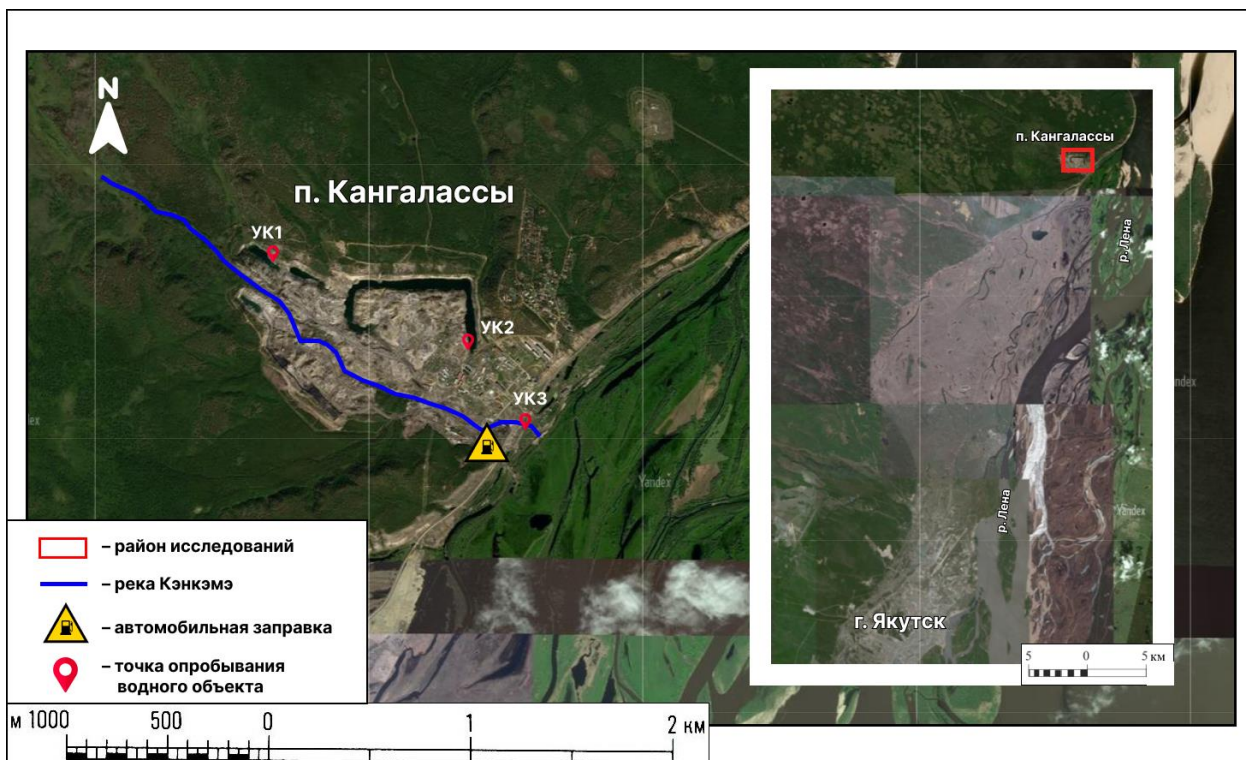


Рис. 1. Карта-схема расположения опробованных водных объектов. Спутниковые данные взяты из открытого сервиса Яндекс.Карты. УК1 – малый карьер, УК2 – большой карьер, УК3 – река Кэнкэмэ

Пробы воды были отобраны в июле 2021 года, работы выполнялись в соответствии с ГОСТ Р51592-2000 «Вода. Общие требования к отбору проб» и современными методическими рекомендациями. Отбор проб производился с поверхности воды. Пробы для анализа анионного состава отбирались в пластиковые бутылки объемом 0,5 л трижды промытые исследуемой водой.

Отбор воды для элементного анализа производился в пластиковые флаконы типа Falcon объемом 15 мл с фильтрацией через мембранный ацетат-целлюлозный фильтр с размером пор 0,45 мкм. Пробы на анализ микрокомпонентов были подкислены HNO_3 (Merck). Быстроменяющиеся показатели состава воды pH, Eh, электропроводность измерены портативными анализаторами HM Digital (PH200, ORP200, COM100, соответственно). Концентрация растворенного кислорода измерена портативным оксиметром DO 8401 (AZ Instruments).

Таблица 1. Методы исследования химического состава воды

Метод, приборная база	Химические элементы и их соединения
Потенциометрическое титрование	CO_2 , HCO_3^-
Ионная хроматография (IC), ICS-3000 (Dionex)	Cl^- , SO_4^{2-} , F^-
Атомно-эмиссионная спектрометрия с индуктивно связанной плазмой (ICP AES), iCAP 6500 DUO (Thermo Scientific)	Ca, Mg, K, Na
Масс-спектрометрия с индуктивно-связанной плазмой (ICP MS), X-series 2 (Thermo Scientific).	Li, Be, B, Ti, V, Cr, Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Ga, Ge, As, Se, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Cd, Sn, Sb, Te, Cs, Ba, La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb, Lu, Hf, Ta, W, Re, Tl, Pb, Bi, Th, U

Анализ элементного состава был проведен в Институте геохимии и аналитической химии РАН (г. Москва), анионный состав определен в Московском государственном университете им. В.М. Ломоносова. Методы анализа приведены в Таблице 1.

Химический состав природных вод во многом обусловлен вмещающими породами, в толще или, на поверхности которых они протекают. Коэффициент водной миграции (по А. И. Перельману) является показателем подвижности химических элементов (Перельман, 1966). Выражается как отношение содержания химического элемента в минеральном остатке воды к его содержанию во вмещающей горной породе:

$$K_x = \frac{M_x \cdot 100}{an_x} \quad (1)$$

где M_x – содержание элемента в воде, a – минерализация воды, n_x – содержание элемента во вмещающей породе. В качестве вмещающей породы рассматривался песчаник, как преобладающая горная порода на исследуемом участке (Ермаков, Хосоев, 2012).

Таким образом, можно определить, какие элементы активнее выносятся из вмещающей породы. Элементы с близкими значениями интенсивности водной миграции составляют ряд. Значения коэффициента K_x в пределах от 100 до 10 соответствуют очень сильной миграции, от 10 до 1 – сильной, от 1 до 0,1 – средней, от 0,01 до 0,1 – слабой, $\leq 0,01$ – очень слабой (Смыкович, 2015).

Результаты и обсуждение. Данные химического анализа демонстрируют небольшой разброс pH исследуемых вод – от 7,54 в реке до 7,7 в малом карьере. Максимальная минерализация наблюдается в большом карьере и достигает 1,75 г/л, минимальная в малом – 1,3 г/л. По классификации О.А. Алёкина О.А. (Мансуров, 2022) воду малого карьера можно охарактеризовать как солоноватую, сульфатную натриевую, слабощелочную, средней жесткости, теплую. В большом карьере вода обладает следующими характеристиками: солоноватая, сульфатная магниевая-кальциевая, слабощелочная, очень жесткая, теплая. В реке Кэнкэмэ вода является солоноватой, сульфатно-гидрокарбонатной натривой, слабощелочной, жесткой, теплой.

Вследствие разработки карьера происходит нарушение естественного залегания пород и элементов, содержащихся в них, в результате чего могут образоваться антропогенные геохимические аномалии (в том числе гидрогеохимические). Так, наблюдается превышение над кларковым числом (Таблица 2) на всех изученных объектах таких элементов как: Li, B, Se, Ti, Zn, Co, Ni, Rb, Sr, Pb, U. Причем концентрации Ni, Sr, Li, и B имеют многократные превышения – в 5–9 раз, 22–55 раз, 37–77 раз, 109–181 раз выше кларка соответственно.

Превышение концентраций Ba и Zn над кларком речных вод наблюдаются в воде р. Кэнкэмэ в 3 и 22 раз соответственно. В малом карьере и реке Мо превышает кларк приблизительно в 3 раза. Также в реке повышены относительно кларковых концентрации V, Cr, Mn, Cu, Zr, Ge.

Таблица 2. Концентрации микрокомпонентов в поверхностных водах в районе Кангаласского угольного месторождения

Химический элемент	Объекты опробования			Кларк речных вод (Gaillardet et al., 2004)	ПДК водных объектов рыбохозяйственного значения (Приказ...,2016)
	Малый карьер	Большой карьер	р. Кэнкэмэ		
Li	142	143	68	1,84	80
B	1118	1225	1847	10,2	100
Ti	1,0	1,1	2,8	0,489	60
V	0,5	0,43	2,4	0,71	1
Cr	0,4	0,4	1,1	0,7	70
Mn	2,6	18	110	34	10
Co	0,20	0,43	0,78	0,148	10
Ni	4,0	5,9	7,30	0,801	10
Cu	0,5	0,7	5,5	1,48	1
Zn	1,5	3,1	13	0,6	10
Ga	0,06	0,06	0,11	0,03	-
Ge	<0,01	<0,03	0,081	0,0068	-
As	1,1	2,6	1,9	0,62	50
Se	3	3	3	0,07	2
Rb	4,8	5,2	2,7	1,63	-
Sr	1344,7	3301	1762	60	400
Zr	<0,01	<0,01	0,41	0,039	70
Mo	1,2	0,08	1,2	0,42	1
Cd	<0,005	0,12	1	0,08	5
Sb	<0,005	0,38	2	0,07	-
Ba	25	37	66	23	-
Ce	<0,002	<0,02	0,06	0,262	-
Nd	<0,001	0,01	0,03	0,152	-
Eu	<0,001	<0,005	0,0025	0,0098	-
Tl	0,001	0,01	0,06	-	-
Pb	0,12	0,58	0,65	0,079	6
Bi	<0,002	<0,002	0,03	-	-
U	2,5	1,9	1,8	0,37	-

Примечания: *Курсивом* отмечены значения концентраций, превышающие кларковое число; **жирным шрифтом** – превышающие ПДК рыбохоз; *жирным курсивом* – превышение по обоим параметрам.

Для оценки потенциала использования изучаемых водных объектов в качестве рыбохозяйственных водоемов было проведено сравнение показателей их химического состава с соответствующими значениями ПДК (Приказ...,2016). Анализ показал, что концентрация B и Sr многократно превышают установленные ПДК для водоемов рыбохозяйственного значения во всех изученных объектах в 11,8–18,47 и в 3,4–8,2 раз соответственно, также обнаружено превышение Se над ПДК в 1,5 раза. Концентрация Li и Mo удовлетворительны в реке, но превышают допустимые значения в карьерах в 1,7 и 1,2 раза соответственно. Значения концентрации Mn допустимы в малом карьере, но превышают ПДК в большом карьере и в реке в 1,8-11 раз. В воде реки также зафиксировано превышение ПДК следующих элементов: V, Cu Zn в 2,4, 5,5 и 1,3 раза, соответственно.

Сравнительный анализ значений коэффициента водной миграции показал некоторые сходства в характере выноса химических элементов. Так, наиболее сильной миграцией во всех

изученных водных объектах характеризуются В, Se; сильной – Li, Mg, Cl, Ca, Sr; средней интенсивностью миграции – F, K, As, U слабой – Co, Rb; очень слабой – Ti, Ga, Hf (рис. 2).

Воды большого и малого карьеров характеризуются наибольшей схожестью друг с другом по характеру миграции химических элементов. Среди элементов со слабой и очень слабой интенсивностью миграции общими для них будут (помимо общих для всех объектов): Ni, Cu, Zn, Mo, Ba и V, Cr, Ta, соответственно. Что касается различий, то для малого карьера характерна повышение миграционной способности Na до очень сильной и понижение Mn, Pb до очень слабой. В большом карьере усиливается интенсивность миграции Cd, Sb и W, которые в водах малого карьера присутствуют в значениях ниже предела обнаружения. Повышение интенсивности миграции Cd, W, Sb и Pb в водах большого карьера может быть связано с несанкционированной мойкой машин в той части водного объекта, где происходило опробование.

ИНТЕНСИВНОСТЬ МИГРАЦИИ	100 10 1 0,1 0,01 ≤ 0,01					100 10 1 0,1 0,01 ≤ 0,01					100 10 1 0,1 0,01 ≤ 0,01				
	ОЧЕНЬ СИЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ	В, Na Se		№ ПРОБЫ: УК1 ОБЪЕКТ: МАЛЫЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			В, Se		№ ПРОБЫ: УК2 ОБЪЕКТ: БОЛЬШОЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			В, Na Se		№ ПРОБЫ: УК3 ОБЪЕКТ: РЕКА КЭНКЭМЭ	
СИЛЬНАЯ МИГРАЦИЯ	Li, Mg, Cl, Ca, Sr		№ ПРОБЫ: УК1 ОБЪЕКТ: МАЛЫЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			Li, Na, Mg, Cl, Ca, Sr		№ ПРОБЫ: УК2 ОБЪЕКТ: БОЛЬШОЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			Li, Mg, Cl, Ca, Sr, Sb		№ ПРОБЫ: УК3 ОБЪЕКТ: РЕКА КЭНКЭМЭ		
СРЕДНЯЯ МИГРАЦИЯ	F, K, As, U		№ ПРОБЫ: УК1 ОБЪЕКТ: МАЛЫЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			F, K, As, Sb, U		№ ПРОБЫ: УК2 ОБЪЕКТ: БОЛЬШОЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			F, K, Mn, Ni, Cu, Zn, As, Mo, Cd, Ba, U		№ ПРОБЫ: УК3 ОБЪЕКТ: РЕКА КЭНКЭМЭ		
СЛАБАЯ МИГРАЦИЯ	Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Mo, Ba		№ ПРОБЫ: УК1 ОБЪЕКТ: МАЛЫЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			Mn, Co, Ni, Cu, Zn, Rb, Mo, Cd, Ba W, Pb		№ ПРОБЫ: УК2 ОБЪЕКТ: БОЛЬШОЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			V, Cr, Co, Ge, Rb, Pb, Bi		№ ПРОБЫ: УК3 ОБЪЕКТ: РЕКА КЭНКЭМЭ		
ОЧЕНЬ СЛАБАЯ МИГРАЦИЯ	Ti, V, Cr, Mn, Ga, Hf, Ta, Pb		№ ПРОБЫ: УК1 ОБЪЕКТ: МАЛЫЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			Ti, V, Cr, Ga, Hf, Ta, Nd		№ ПРОБЫ: УК2 ОБЪЕКТ: БОЛЬШОЙ ОТРАБОТАННЫЙ КАРЬЕР			Ti, Ga, Zr, Hf, Ce, Nd, Eu		№ ПРОБЫ: УК3 ОБЪЕКТ: РЕКА КЭНКЭМЭ		

Рис. 2. Интенсивность миграции химических элементов из вмещающей породы в исследуемые водные объекты. Красным выделены элементы, интенсивность миграции которых одинакова для всех изученных объектов; зеленым – элементы, с одинаковой интенсивностью миграции в водах отработанных карьеров.

Миграции химических элементов вод р. Кэнкэмэ значительно отличаются от отработанных карьеров. Здесь повышается интенсивность миграции V, Cr, Mn, Ni, Cu, Zn, Ge, Zr, Mo, Cd, Bi, Ce и Eu. Также по сравнению с водами малого карьера усиливается интенсивность миграции Pb. Повышение интенсивности миграции целого ряда тяжелых металлов, а также Ge, Zr, Bi и редкоземельных элементов указывает на дополнительное антропогенное воздействие, связанное с функционирование автодорожной сети и АЗС (Slukovskii et al., 2022).

Сопоставление результатов данного исследования с аналогичным по территории Кузнецкого угольного бассейна показало сходство в характере миграции ряда химических элементов в системе «вода–вмещающая порода» (Лепокурцева, Домрочева, 2021). В работе (Лепокурцева, Домрочева, 2021) исследовался вынос химических элементов поверхностными и подземными водами. Наибольшее сходство миграции элементов наблюдается между изучаемыми объектами и поверхностным водам Кузнецкого угольного бассейна, особенно схожи характер миграции химических элементов в р. Кэнкэмэ и реках Кузбасса (Лепокурцева, Домрочева, 2021).

Заключение. Превышения концентрации многих химических элементов над кларковыми значениями свидетельствуют об их аккумуляции в исследуемых водах и активном выносе из вмещающих пород. Это является результатом формирования гидрогеохимической аномалии, связанной с наличием угольного месторождения и его разработкой. Кратные превышения ПДК для водоемов рыбохозяйственного значения по широкому ряду элементов говорят о невозможности использования и необходимости рекультивации изученных объектов. Наибольшие отличия в химическом составе и миграции элементов установлены для р. Кэнкэмэ, которая пересекает территорию угольного месторождения и поселка и протекает мимо АЗС.

Таким образом, коэффициент водной миграции химических элементов для р. Кэнкэмэ отражает не только на вынос из вмещающей породы, но и поступление из антропогенных источников, не связанных с добычей угля.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственного задания лаборатории моделирования гидрогеохимических и гидротермальных процессов ГЕОХИ РАН.

Список литературы.

1. Геохимия ландшафта / Перельман А. И. – Москва : Издательство «Высшая школа», 1966 – 392 с.
2. Геохимия окружающей среды. Практикум / Сост.: М.М. Мансуров. – Санкт-Петербург : РГГМУ, 2022 48 с.
3. Ермаков С. А. Повышение эффективности разработки вскрышных пород и углей Кангаласского месторождения путем их разупрочнения с использованием ПАВ / Ермаков С. А. , Хосоев Д. В. / ГОРНАЯ ПРОМЫШЛЕННОСТЬ, 2012, №1, с. 98-104.
4. Лепокурцева О.Е., Домрочева Е.В. Элементный состав природных вод и вмещающих отложений Кузбасса с оценкой водной миграции (на примере Нарыкско-оташкинской площади) // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг ресурсов. 2021. Т.332. №2. 200-213.
5. Приказ от 13 декабря 2016 года N 552 «Об утверждении нормативов качества воды водных объектов рыбохозяйственного значения, в том числе нормативов предельно допустимых концентраций вредных веществ в водах водных объектов рыбохозяйственного значения», утв. Министерством сельского хозяйства российской федерации (Зарегистрировано в Минюсте России 19.05.2003 N 4550).
6. Смыкович Л. И. Геохимия: водная миграция : практикум для студентов специальностей 1-310201 «География», 1-310202 «Гидрометеорология», 1-310203 «Космоаэрокартография», 1 -330102 «Геоэкология». Минск : БГУ, 2015 – 21 с.
7. Gaillardet, J., Viers, J., & Dupré, B. Trace Elements in River Waters // Treatise on Geochemistry, 225–272.
8. Slukovskii Z.I., Guzeva A.V., Dauvalter V.A. Rare earth elements in surface lake sediments of Russian arctic: Natural and potential anthropogenic impact to their accumulation // Applied Geochemistry. 2022. V.142, 105325

МИНЕРАЛОГИЯ ЩЕЛОЧНЫХ ПОРОД ТИКШЕОЗЕРСКОГО МАССИВА

Попова Е.А., Перова Е.Н., Фришман Н.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, st087231@student.spbu.ru

Представленное исследование проводилось в рамках работ АО «Апатит» по выявлению потенциально перспективных площадей апатитовых руд. Изучение минералогии Тикшеозерского массива является одним из этапов таких работ. Образцы для изучения минерального состава были предоставлены Н.И. Фришманом.

Тикшеозерский массив входит в состав Карело-Кольской провинции ультраосновных-щелочных пород и карбонатитов. Изученность пород данного массива сравнительно небольшая, определено, что это комплексный массив, принадлежащий к формации мало распространённых пород – щелочных габброидов (собственно щелочных разновидностей и карбонатитов) (Багдасаров и др., 2001, Шарков и др., 2020, Щипцов и др., 2007).

Содалитсодержащие породы представлены двумя разновидностями (рис. 1), сложенными одними и теми же породообразующими минералами, но с различным процентным содержанием светлых и темных минералов.

Первая разновидность– это преимущественно - темно-зеленая порода, с крупными зернами канкринита зеленого цвета (15%), по которому развивается ярко-синий каркасный силикат – содалит (25%), образующий овоидальные агрегаты, а также цеолиты – анальцит и натролит светло-красного цвета. Порода меланократовая из-за большого содержания тёмно-зеленого эгирина (15%) и тёмно-коричневой магнезиально-железистой слюды (17%).

Вторая разновидность – это светлая порода, сложенная в основном крупными кристаллами доломита (40%) и альбита (25%), кристаллы содалита угловатые (15%) и образуются по альбиту. Чешуйки слюды более мелкие, чем в первой разновидности, и их меньше в образце (около 10%). Содержание эгирина тоже небольшое (10%) и размер зерен меньше, по сравнению с таковыми в темноцветных образцах.

Для диагностирования минералов применялись следующие методы: диагностика минералов по их оптическим характеристикам на поляризационном микроскопе Leica Dm LM/P, кафедры минералогии СПбГУ; порошковая рентгенография в ресурсном центре СПбГУ

«Рентгенодифракционные методы исследования»; Рентгеноспектральный микроанализ с электронным зондом (РСМА) в ресурсных центрах: «Геомодель» и «Микроскопии и микроанализа»; рамановская спектроскопия в ресурсном центре «Рентгенодифракционные методы исследования».

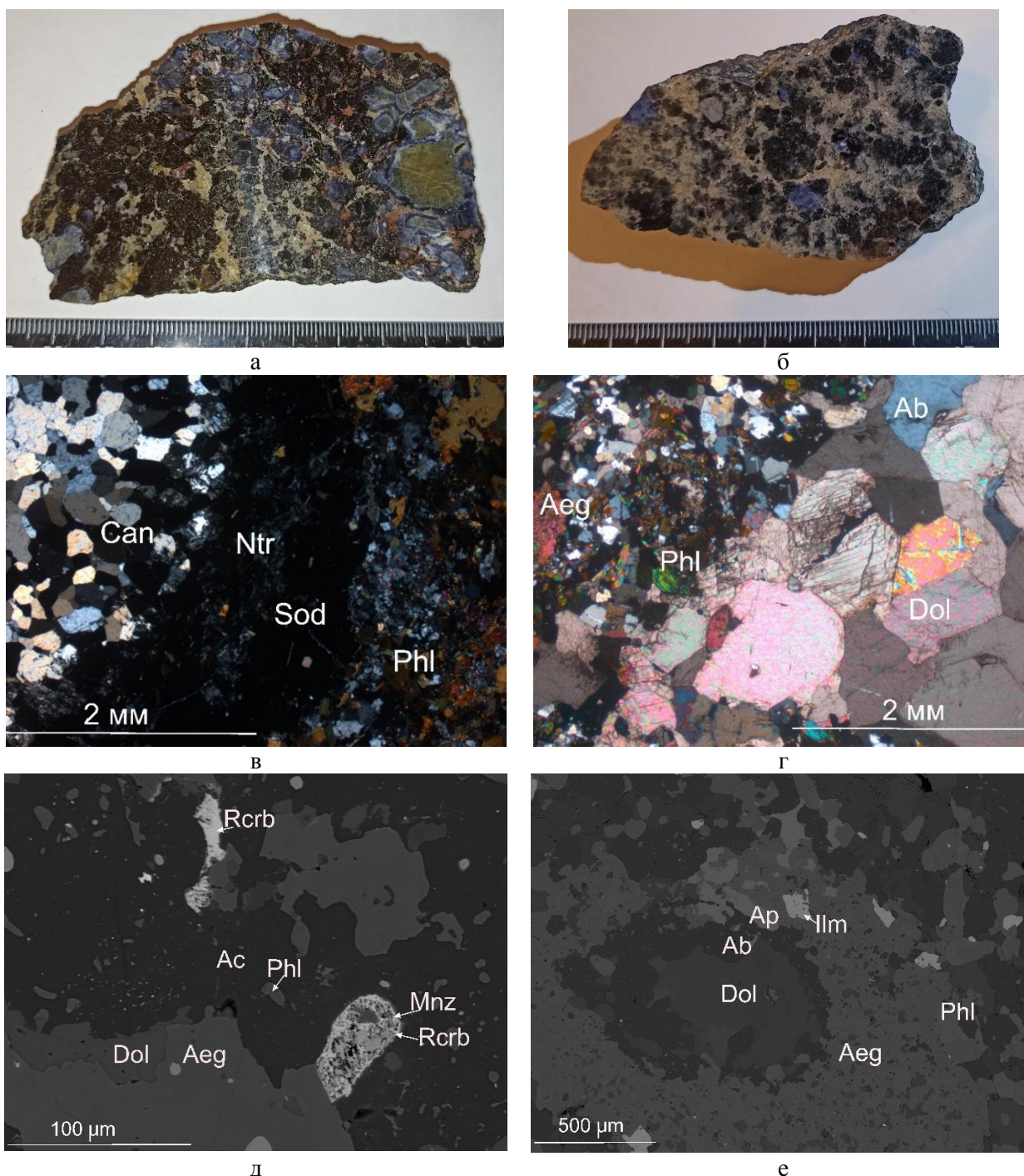


Рис. 1. Общий вид содалитсодержащих пород: а – образец номер 22-2 (темноцветная разновидность породы), б – образец номер 22-3 (светлоцветная разновидность породы), в – зональность канкринит-содалит-натролит, г – общий вид светлоокрашенного образца в шлифе. д – зональное распределение минералов (SEM – изображение), е – редкоземельные карбонаты (SEM – изображение). Dol – доломит, Phl – флогопит, Ab – альбит, Aeg – эгирин, Ilm – ильменит, Rcrb – редкоземельный карбонат, Mnz – монацит, Ap – апатит, Sod – содалит, Can – канкринит, Ntr – натролит.

Минеральный состав, диагностированный в выделенных типах пород представлен в таблице № 1. Главными минералами описываемых пород являются: канкринит, содалит, эгирин, флогопит, альбит и доломит.

Таблица № 1. Минеральный состав содалитсодержащих пород.

	Минералы	Формула*	Порода I	Порода II
Сульфиды	Пирротин	$Fe_{1-x}S$	+	-
	Халькопирит	$CuFeS_2$	+	-
	Пирит	$Fe(S_2)$	+	-
Оксиды	Ильменит	$FeTiO_3$	○	○
	Магнетит	$FeFe_2O_4$	○	○
	Колумбит	$FeNb_2O_6$	+	-
Островные силикаты	Циркон	$Zr(SiO_4)$	+	+
Цепочечные силикаты	Эгирин	$NaFe(Si_2O_6)$	■	■
Слоистые силикаты	Шамозит	$(Fe_5Al)_{\Sigma 6}(AlSi_3O_{10})(OH)_8$	○	○
	Флогопит	$KMg_3(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	■	■
	Мусковит	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	○	○
Каркасные алюмосиликаты	Альбит	$Na(AlSi_3O_8)$	■	■
	Канкринит	$(Na_6Ca_2)_{\Sigma 8}(Al_6Si_6O_{24})(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$	■	■
	Содалит	$Na_8(AlSiO_4)_6Cl_2$	■	■
	Анальцим	$Na(AlSi_2O_6) \cdot 2H_2O$	○	○
	Натролит	$Na_2(Al_2Si_3O_{10}) \cdot 2H_2O$	○	○
	Эдингтонит (?)	$Ba(Al_2Si_3O_{10}) \cdot 4H_2O$	+	-
Фосфаты	Монацит -(Ce)	$Ce(PO_4)$	○	○
	Фосфат редкоземельный		○	○
	Апатит-F	$Ca_5(PO_4)_3F_2$	○	○
Карбонаты	Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	■	■
	Кальцит	$Ca(CO_3)$	○	○
	Анкилит -(La)?	$SrLa(CO_3)_2(OH) \cdot H_2O$	+	+
Сульфаты	Барит	$Ba(SO_4)$	+	+

■ – породообразующие минералы

○ – второстепенные минералы

(+/-) – обнаружены/не обнаружены

* – все формулы приведены по В.Г. Кривовичеву, 2021

Канкринит – минерал зеленого цвета овоидальной формы размером до 2 см в диаметре. Химический состав определен рентгеноспектральным микронзондовым анализом, минерал был подтвержден рентгенофазовым анализом. Как вторичный минерал по канкриниту развивается содалит, он замещает либо только центральные части канкринита, либо полностью, причём в зависимости от степени замещения канкринита цвет содалита варьирует от светло-голубого до насыщенно-синего.

Содалит ярко-синего цвета, представлен ксеноморфными выделениями размером от 0,3 до 2 см. В проходящем свете минерал бесцветный, с заметной шагренью, изотропный. В нём наблюдается большое количество мелких включений, в основном, альбита и хлорита. Часто заметно, как по содалиту развиваются минералы группы цеолитов: анальцим и натролит (светло-красного цвета). В изучаемых образцах содалит одного типа – у него в качестве аниона выступает только Cl^- . Минеральный вид подтверждён рамановской спектроскопией и рентгенофазовым анализом.

Эгирин и флогопит являются породообразующими минералами. В первом типе пород их содержание и размер выделений больше, чем во втором. Ассоциируют с кальцитом, альбитом и содалитом. Химический состав флогопита характеризуется высоким содержанием железа и в более поздних образованиях присутствует примесь бария.

Карбонаты широко развиты в изучаемых породах. Главным породообразующим карбонатом является доломит. Кальцит также присутствует в данных породах, но чаще всего играет второстепенную роль, он часто связан с ассоциацией с флогопитом и редкоземельными минералами, и, скорее всего, он образовывался позже доломита. В группе карбонатов предварительно был диагностирован редкоземельный минерал анкилит, но эта диагностика нуждается в уточнении.

Среди аксессуарных минералов присутствует апатит, представленный фторапатитом и содержащим примесь стронция. Монацит диагностирован чаще всего в ассоциации с анкилитом и содержит значительную примесь лантана. Также выявлен ещё один кальциевый редкоземельный фосфат, но его диагностика ещё требует уточнения.

Магнетит и ильменит образуют относительно крупные выделения размером до 1 мм, трещиноватые, по трещинам развивается хлорит, представленный шамазитом.

Эдингтонит атрибутирован по соотношениям элементов с помощью энергоспектрального микроанализа. В шлифе он прозрачный, с низкими цветами интерференции. Образует очень мелкие выделения. Ассоциирует с доломитом, анальцимом и эгирином.

Некоторые минералы (эдингтонит, анкилит-(La)) установлены по соотношению элементов и их определение требует дополнительных исследований.

Таблица № 2. Возможная последовательность минералообразования содалитсодержащих пород Тикшеозерского массива.

Минерал	Формула	Этап 1	Этап 2	Этап 3
Альбит	$\text{Na}(\text{AlSi}_3\text{O}_8)$	■		
Доломит	$\text{CaMg}(\text{CO}_3)_2$	■		
Эгирин	$\text{NaFe}(\text{Si}_2\text{O}_6)$	■	■	
Канкринит	$(\text{Na}_6\text{Ca}_2)_{\Sigma 8}(\text{Al}_6\text{Si}_6\text{O}_{24})(\text{CO}_3)_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$	■		
Флогопит	$\text{KMg}_3(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_2$	■	■	■
Шамозит	$(\text{Fe}_5\text{Al})_{\Sigma 6}(\text{AlSi}_3\text{O}_{10})(\text{OH})_8$		■	
Содалит	$\text{Na}_8(\text{AlSiO}_4)_6\text{Cl}_2$		■	
Кальцит	CaCO_3		■	
Анальцим	$\text{Na}(\text{AlSi}_2\text{O}_6) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$			■
Натролит	$\text{Na}_2(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 2\text{H}_2\text{O}$			■
Эдингтонит	$\text{Ba}(\text{Al}_2\text{Si}_3\text{O}_{10}) \cdot 4\text{H}_2\text{O}$			■

На основании взаимоотношений минералов сделаны выводы о порядке образования минералов в изученных породах (таблица №2). Первичными наблюдаемыми нами минералами являлись альбит, эгирин и доломит, чуть позже формировались канкринит и флогопит, который частично замещает эгирин. Второй этап характеризуется замещением канкринита содалитом, в то же время шамозит замещал флогопит и тогда образовывался кальцит, представленный в мелкозернистых массах и развивающийся по доломиту. На третьем этапе четко видно, что цеолиты образовывались после содалита. Также наблюдается сформировавшийся позже флогопит, который развивался во время третьего этапа, в нём присутствует примесь бария, что свидетельствует об возможном образовании данного флогопита одновременно с бариевым силикатом – эдингтонитом.

Таким образом, в исследуемых породах диагностированы породообразующие минералы: канкринит, содалит, эгирин, флогопит, альбит, доломит. Выявлена редкоземельная минерализация, проявленная в редкоземельных фосфатах и карбонатах, и барий-стронциевая минерализация, проявленная в наличии барита и бариевых силикатов.

Изученные породы, по-видимому, являются метасоматическими образованиями, сформировавшимися в результате переработки щелочных пород в несколько этапов.

Список литературы:

1. Кривовичев В. Г. Минеральные виды// Спб: изд-ва С-Перетб. Ун-та 2021.-600с
2. Шарков Е.В., Богина М.М., Чистяков А.В. Ультрамафит-щелочно-карбонатитовые интрузивные комплексы как результат порционного плавления головных частей мантийных плюмов, обогащенных карбонатитовым флюидом (на примере Тикшеозерского комплекса, Северная Карелия)// Породо-, минерало- и рудообразование: достижения и перспективы исследований. Труды к 90-летию ИГЕМ РАН. 2020. с. 489-492
3. Багдасаров Ю.А., Гусев Г.С., Гушин А.В., Межеловский Н.В., Морозов А. Ф. «Металлогения магматических комплексов внутриплитовых геодинамических обстановок», Москва, ГЕОС, 2001
4. Щипцов В.В, Бубнова Т.П, Гаранжа А.В., Скамницкая Л.С., Щипцова Н.И. Геолого-техническая и экономическая оценка ресурсного потенциала карбонатитов Тикшеозерского массива (Формация ультраосновных – щелочных пород и карбонатитов), 2007 г

**ПЕРВЫЕ РЕЗУЛЬТАТЫ НАЛЕДНОЙ ГРАВИМЕТРИЧЕСКОЙ СЪЕМКИ
В СЕСТРОРЕЦКОМ РАЗЛИВЕ**

Порохина Е.А.¹, Медведев Н.О.², Сенчина Н.П.¹

¹ Санкт-Петербургский горный университет, porohina.catherine@yandex.ru

² Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, mednick.spb@gmail.com

Введение. При оценке инженерно-геологических условий Санкт-Петербурга и пригородов необходимо принимать во внимание наличие палеодолин. В тальвеге погребенных долин могут вскрываться локально высоконапорный вендский водоносный комплекс, содержащий воды с повышенной минерализацией (Дашко и др., 2011; Карпова, 2014) и рыхлые породы с пльвунами. Это следует учитывать при строительстве. Известен пример аварии на линии метро между станциями «Лесная» и «Площадь Мужества», произошедшей в 1974 году. Авария была вызвана тем, что трассы тоннелей здесь выходили из массива твердых глин и пересекали погребенную долину древнего русла Невы, заполненную четвертичными песчано-глинистыми отложениями с прослоями водонасыщенных и текучих грунтов (Архипов, 2022; Ермолин, 2019). Строительство в осложненных условиях палеодолин возможно, но при условии детального их изучения и учета всех элементов данного осложняющего фактора (Николаева и др., 2013).

Изученность палеодолин на территории Санкт-Петербурга достаточно высокая, врезы древних рек хорошо прослежены на суше бурением (Дашко и др., 2011; Порохина и др., 2023), а также геофизическими методами (Буданов и др. 2020; Горелик и др., 2019). Однако изученность палеодолин на прилегающих акваториях (Финского залива, Сестрорецкого разлива) очень низка (Буданов, 2020; Медведев и др., 2023). При этом, потенциальный интерес для строительства акватории в данном регионе тоже представляют, в том числе, из-за застройки намывных площадей, что подтверждает актуальность исследований палеодолин в Сестрорецком разливе.

Исходя из опыта отечественных и зарубежных коллег было принято решение использовать гравиметрическую разведку для изучения предполагаемой палеодолины в Сестрорецком разливе, съемка проводилась в феврале 2023 года. Для отработки технологии наледной съемки исследование было проведено с помощью высокоточных гравиметров CG-5 и CG-6 Autograv. Опробовались измерения с установкой гравиметров на самодельную подставку, жестко вмонтированную в лед, а также измерения без неё. Рядом с гравиметрами закреплялись во льду 4 сейсмоприемника, которые, как предполагалось, помогут отследить влияние вибраций ледовой толщи, колебаний уровня воды и льда на измерения гравиметров. Высокоточные измерения координат снимались дифференциальной GPS-системой (рис. 1). Измерения сопровождалась оценкой мощности льда и глубины озера.

Гравиметрические наблюдения выполнялись с привязкой к опорным гравиметрическим пунктам (ОГП) и включали съемку как на берегу, так и на льду разлива. Гравиметрические исследования на льду достаточно сложны и требуют усовершенствования методики для повышения точности измерений. Погодные условия являются важным фактором

при выполнении высокоточных работ. Во время изменений температура составляла $-3 - -5$ градусов, ветер ЮВ составлял $4 - 8$ м/с. Несмотря на подобные, на первый взгляд, условия наледной и наземной съемок, как видно на рисунке 3, качество наледной съемки хуже на порядок. Ветровое воздействие на аппаратуру практически одинаково, часть точек на берегу расположены также на открытой местности, как и поверхность разлива. Повышенная дисперсия данных гравиметрии на льду связана, соответственно, с реакцией ледовой толщи.



Рис. 1. Процесс установки гравиметров CG-5 и CG-6 Autograv на деревянную платформу. Рядом располагаются 4 сейсмоприемника (полевые модули ТЕЛСС-403) и дифференциальная GPS-система

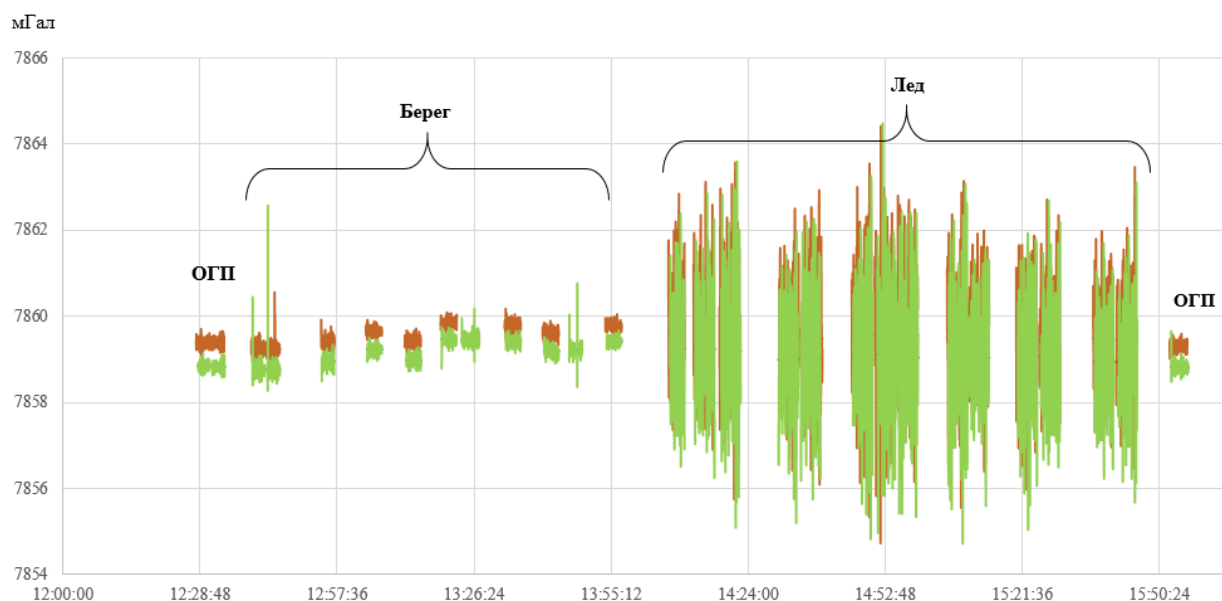


Рис. 2. Фрагмент записи относительных гравиметров CG-5 (оранжевый) и CG-6 (зеленый)

Для учета столь высокой дисперсии данных предпринята попытка ввести поправку с помощью синхронных пассивных измерений с сейсмическими датчиками. Гравиметр позволяет оценивать ускорение свободного падения, то есть, измеряемая величина – составляющая ускорения свободного падения по вертикальному направлению. Целевая ее часть – постоянная или квазипостоянная. Сейсмический электродинамический датчик – геофон – является велосиметром, то есть сигнал геофона пропорционален скорости смещения грунта и скорости движения магнитного сердечника относительно катушки, в которой наводится электродвижущая сила. В нашем случае использовались трехкомпонентные

полевые модули, каждая компонента замерялась геофоном GS-ONE, анализировалась только вертикальная. Сопоставление данных гравиметрии и микросейсмометрии напрямую, без обработки, позволяет заметить очень разный частотный диапазон сигналов указанных датчиков.

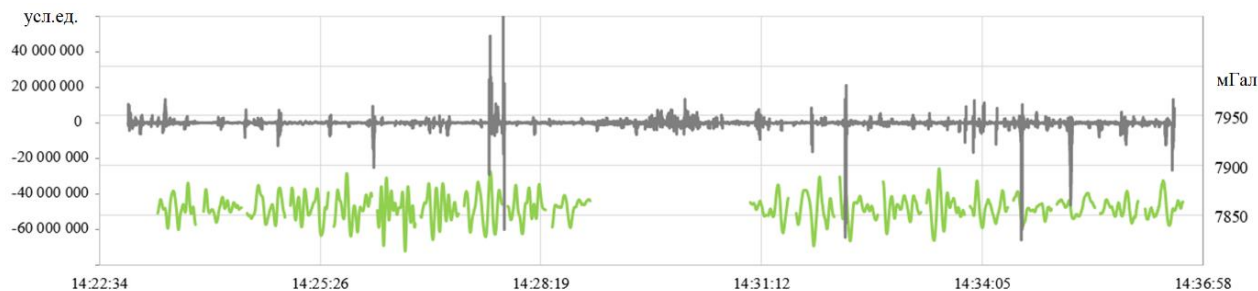


Рис. 3. Фрагмент записи сейсмического (серый, усл.ед.) и гравиметрического (зеленый, мГал) датчиков

Далее выполнен ряд этапов обработки записей сейсмических датчиков, в том числе, осреднение в скользящем окне 4 с. Учтено, что датчики замеряют различные характеристики – при полноценных по спектрам записях гравиметрический сигнал является производной по времени от регистрируемого сейсмического. Оценка производной выполнена в виде расчета приращений предварительно осреднённых сейсмических сигналов за интервал времени 16 мс. В итоге на результат наложен дополнительный фильтр – скользящее среднее с окном около 1.4 с. В результате получен график, визуально схожий для гравиметрического и сейсмометрического устройств. Это подтверждается наличием значимой корреляции между ними – коэффициент линейной корреляции равен 0,64 при около 100 коррелируемых парах измерений на расчетном интервале. Полученные данные пока не позволяют уверенно говорить о возможности такого варианта коррекции, ближайший подходящий вариант представляется в виде использования широкополосных сейсмодатчиков.

Сводный результат исследований представлен предварительной картой распределения поля силы тяжести по профилю на льду в зоне палеорусл (рис. 4). Для профиля, проложенного по льду разлива, выделена отрицательная малоамплитудная аномалия, предположительно связанная с положением палеодолины. Аномалия обусловлена меньшей плотностью заполняющих врез отложений по сравнению с плотностью вмещающих пород (Буданов, 2020; Медведев и др., 2023). Подтверждение наличия палеодолины в пределах рассматриваемого профиля видится в данных непрерывного акваторного зондирования, где зоной повышенных сопротивлений выделяется врез, заполненный песками и супесями во вмещающей среде, выполненной глинами.

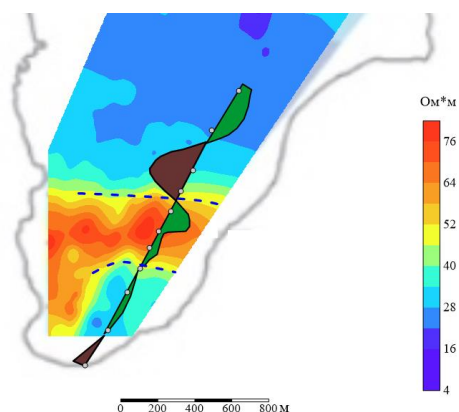


Рис. 4. Предварительная схема распределения локальных аномалий поля силы тяжести в редукции Буге в условном уровне (график) на фоне карты кажущихся удельных сопротивлений по данным непрерывного акваторного зондирования (справа, по Л.М. Буданову). Амплитуда аномалий локальной составляющей составляет от -0.1 до 0.1 мГала. Контур соответствует южной части Сестрорецкого разлива, штриховыми линиями показано предполагаемое положение палеорусл

Выводы. Опробован методический подход для коррекции данных гравиметрии с помощью дополнительных сейсмометрических исследований. Данные наледной гравиметрии, выполненные в спокойную погоду, позволяют выделить отрицательную аномалию на месте

выделенного ранее по данным электроразведки (Буданов, 2020) палеовреза. Измерения с сейсмическими датчиками сильно зашумленные, так как сделаны в ветреный день. Помеха многократно превышает необходимые для выделения палеодолина точности. Оценить возможности учёта таких помех будет возможно благодаря качественным данным. Необходимо продолжить работу по учёту сейсмических помех.

Список литературы:

1. Архипов А. Г. Результаты исследований причин аварий тоннелей метро на участке Разрыв Ленинградского (Санкт-Петербургского) метрополитена между станциями Лесная и Площадь Мужества. <https://geodiagnosics.ru> Дата обращения: 2 декабря 2022.
2. Буданов Л.М. Особенности пространственного распределения древних погребенных долин Невской губы. В сборнике: Комплексные исследования Мирового океана. Материалы V Всероссийской научной конференции молодых ученых. 2020. С. 308-309.
3. Буданов Л.М., Сенчина Н.П., Шнюкова О.М., Горелик Г.Д. Исследование палеовреза с помощью гравиметрических наблюдений. Геосистемы переходных зон. 2020. Т. 4. № 3. С. 288-296.
4. Дашко Р.Э., Александрова О.Ю., Котюков П.В., Шидловская А.В. Особенности инженерно- геологических условий Санкт-Петербурга // Развитие городов и геотехническое строительство. Выпуск №1. 2011. С. 1-47.
5. Ермолин, Е. Ю. Аномалия гравитационного поля над участком размыва Санкт-Петербургского метрополитена / Е. Ю. Ермолин, В. Н. Мельников // Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Сборник научных трудов по материалам 46-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского, Пермь, 20–26 января 2019 года. – Пермь: Горный институт Уральского отделения Российской академии наук, 2019. – С. 130-133.
6. Карпова Я. А. Инженерно-геологическое обеспечение наземного и подземного строительства в условиях активного техногенеза компонентов подземного пространства Приморского района Санкт-Петербурга: дисс.на соискание уч. ст. к.г.-м.н., 2014. 271 с.
7. Медведев Н.О., Сенчина Н.П., Буданов Л.М., Триколиди Г.Ю. Обоснование применимости наледной гравиметрии для поиска палеодолин в восточной части Финского залива. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 49-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского - В.Н. Страхова, 23 - 27 января 2023 г. Екатеринбург. С. 234-237.
8. Николаева Т. Н., Норова Л. П. Инженерно-геологические условия строительства в районе палеодолины на северо-западе Санкт-Петербурга // Записки Горного института. – 2013. – Т.200. – С.231 – 236.
9. Порохина Е.А., Сенчина Н.П., Медведев Н.О. Картирование палеодолин в окрестностях Санкт-Петербурга и восточной части Финского залива геофизическими методами. Вопросы теории и практики геологической интерпретации гравитационных, магнитных и электрических полей: Материалы 49-й сессии Международного семинара им. Д.Г. Успенского – В.Н. Страхова, 23–27 января 2023 г. Екатеринбург. С. 303-308.
10. Gorelik, G., Budanov, L., Ryabchuk, D., Zhamoida, V., Neevin, I. Application of CDP seismic reflection method in buried paleo-valley study. 15th Conference and Exhibition Engineering and Mining Geophysics, Gelendzhik 2019, pp. 786–792.

АНАЛИЗ ХИМИЧЕСКОЙ НЕОДНОРОДНОСТИ РАКОВИН УСТРИЦ ИЗ ПАЛЕОГЕНОВЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ФЕРГАНСКОЙ ВПАДИНЫ

Похазникова А.А.

Тюменский государственный университет, Тюмень, sandra190009@gmail.com

В основе подходов количественной оценки температуры вод морских экосистем прошлых геологических эпох лежит анализ химической неоднородности толстостенных раковинных организмов (Краснов, Позднякова, 1982). Одними из таких организмов являются устрицы, которые были широко распространены в акваториях восточного Паратетиса в палеогене (Bougeois et al., 2014). Целью настоящей работы является определить температурные параметры придонных вод в мелководных средах Ферганского залива путем изучения химической неоднородности раковин устриц палеогена.

Материалом для исследования послужили раковины устриц рода *Ostrea* Linnaeus 1758, собранные в ходе международных экспедиций на Южном Тянь-Шане в 2021 и 2022 годах. Определение элементного состава выполнено с помощью рентгенофлуоресцентного анализатора S8 Tiger (ТПУ, Томск) в 24 раковинах из сузакской (14 образцов, палеоцен–ранний эоцен), алайской (2 образца, эоцен) свит и нерасчлененной толщи риштана и ханабата (8 образцов, средний эоцен–средний олигоцен). Абсолютные значения температуры воды

определены по формуле $T=31,3-0,061 \times Ca/Mg$, где T – температура морской воды ($^{\circ}C$); Ca/Mg – отношение содержания Ca и Mg в раковине (Краснов, Позднякова, 1982).

В мелководных средах Ферганского залива с раннего палеоцена до позднего эоцена палеотемпературы придонных вод, согласно расчетам, могли достигать $25^{\circ}C$, что соответствует условиям жаркого тропического климата. В олигоцене средняя температура оценивается более высокими значениями $27-28^{\circ}C$. Полученные расчетные значения изменений температуры вод в мелководных средах Ферганского залива не согласуется с имеющимися данными о глобальных климатических параметров – общеизвестно, что в олигоцене происходит смена теплового температурного режимы на холодный. Вероятно, причину такому распределению стоит искать в процессах регионального характера: постепенном обмелении бассейна и широком распространении хорошо прогреваемых лагунных и приливно-отливных систем (Геккер, Осипова, Бельская, 1962). Одним из индикаторов жаркого тропического климата, как правило, выступают образования эвапоритов (Smirnov et al., 2022), которые повсеместно встречаются в палеогеновых толщах Ферганской впадины и представлены крупными кристаллами или простоями толщиной до 0.5 м.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования в рамках государственного задания FEWZ-2020-0007. Авторка выражает искреннюю признательность М.А. Рудмину (ТПУ) и Д.А. Старосельцу (ТюмГУ) за содействие в выполнении химического анализа, И.Н. Косенко (ИНГГ СО РАН), П.В. Смирнову и Я.С. Трубину (ТюмГУ) за ценные профессиональные советы и А.С. Дудашвили (ТГО) за сопровождение экспедиционных выездов, выполненных под эгидой ЮНЕСКО (проект IGCP 727).

Список литературы:

1. Bougeois L., de Raféls N., Reichart G.J., Lennart J. de N., Nicollin F. and Dupont-Nivet G. A high resolution study of trace elements and stable isotopes in oyster shells to estimate Central Asian Middle Eocene seasonality // *Chemical Geology* 363, 2014. P. 200-212.
2. Smirnov P., Yeşilova P.G Trubin Y., Deryagina O., Novoselov A., Batalin G., Gareev B., Minnebayev K. Gypsum in diatomaceous strata of the trans-urals region: Morphology, litho-geochemistry, and genetic link to global warming at the paleocene-eocene boundary // *Sedimentary Geology*, 2022. P. 1-13.
3. Краснов Е.В., Позднякова Л.А. Кальций-магнийевый метод в морской биологии - М., Наука, 1982. 108 с.
4. Геккер Р.Ф., Осипова А.И., Бельская Т.Н. Ферганский залив палеогенового моря Средней Азии (его история, осадки, фауна, флора, условия их обитания и развитие) Кн. 1. – М.: Изд-во АН СССР, 1962.- 335 с.

ОСОБЕННОСТИ ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ВОЛЬФРАМИТА ПОРОХОВСКОГО И ЮГО-КОНЕВСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЙ W (ЮЖНЫЙ УРАЛ)

Рогов Д.А., Артемьев Д.А.

Южно-Уральский федеральный научный центр минералогии и геоэкологии УрО РАН, Институт минералогии, г. Миасс, daniel.rogov99@mail.ru

Введение. На Южном Урале находится целый пояс вольфрамовых месторождений, генетически связанных с внедрением позднеколлизийных гранитов. Однако с данными интрузиями пространственно-генетически связаны месторождения Mo , Be , проявления Nb , Ta и других редких металлов (Золоев и др., 2004). При этом месторождения находятся на различной глубине, отдалении от массивов и в разных вмещающих породах.

С развитием и доступностью аналитических методов все чаще появляются работы с результатами исследования микросостава вольфрамитов из, казалось бы, давно изученных объектов. Состав микропримесей в вольфрамите используется также для определения источника рудных флюидов (Nasser, 2005), выделения стадийности минералообразования (Xie et al., 2022), а также условий и катализаторов процессов рудообразования (Guanghong et al., 2020).

Целью работы является установление геохимических особенностей главных рудных минералов, которые могли бы отражать особенности формирования W минерализации.

Материалы и методы исследования. Материалом для исследования послужили штуфные образцы из разведочных скважин и групповые пробы с рудных участков, предоставленные ООО «УГЭ» и отобранные коллективом ЮУ ФНЦ. Методы включали макроскопическое описание, оптическую микроскопию в проходящем (37 шлифов) и отраженном (30 аншлифов) свете, и электронную микроскопию.

Оптико-микроскопическое изучение выполнено с помощью поляризационного микроскопа Axioscope A1 CZ. Состав минералов определен на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA3 TESCAN SBU с энергодисперсионной (ЭД) приставкой Oxford Instruments X-act, ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда 0.3 нА, для количественного анализа использованы эталоны MINM-25-53 фирм «ASTIMEX Scientific Limited», (стандарт № 01-044) и «Microanalysis Consultants Ltd.» (стандарт № 1362) (аналитик Рассомахин М.А.).

Состав элементов-примесей был получен методом LA-ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7700x с программным комплексом MassHunter и лазерной приставкой New Wave Research UP-213 на УФ Nd:YAG-лазере с длиной волны 213 нм и настройками плотности потока 12.0–15.0 Дж/см², частотой повторений 10 Гц, газ-носитель в ячейке – He, скорости потока 0.65 л/мин. Настройки масс-спектрометра: мощность высокочастотного сигнала – 1500 Вт; газ-носитель – Ar; скорость потока – 0.95 л/мин; расход плазмообразующего газа (Ar) – 15 л/мин; расход вспомогательного газа (Ar) – 0.9 л/мин (аналитик Артемьев Д.А.).

Анализ проводился с использованием точечного режима абляции с диаметром пучка 55–80 мкм. Для удаления приповерхностных загрязнений перед каждым анализом выполнялась предварительная абляция продолжительностью 2 с. В течение первых 30 с регистрировался холостой сигнал без абляции вещества, затем в течение последующих 60 с обрабатывался сигнал от аблированного материала. Калибровка масс-спектрометра осуществлялась по эталонному международному стандартному образцу NIST SRM-612. При этом количество молекулярных оксидных ионов (²³²Th¹⁶O/²³²Th) не превышало 0.2 %. Соотношение ²³⁸U/²³²Th было близко к 1. Для расчета использовался международный референсный материал USGS GSD-1g. Для учета инструментального дрейфа лазера и масс-спектрометра стандартный образец анализировали через каждые 10–12 точек. Все лабораторные исследования были проведены в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН (г. Миасс).

Геологическая характеристика объекта. Пороховское и Юго-Коневское месторождения находятся в пределах Коневско-Карасьевского рудного узла, который является частью Боевско-Биктимировской редкометальной зоны.

Стратифицированные образования в районе представлены Межевской толщей (S_{1m}), состоящей из вулканогенно-осадочных пород от основного до кислого состава с горизонтами алевролитов, пелитов, известняков. Породы толщи претерпели преобразования в условиях эпидот-амфиболитовой фации регионального метаморфизма. Интрузивные породы представлены Юго-Коневским гранитным массивом, условно отнесенным к раннетриасовому возрасту. В обрамлении гранитного массива распространены продукты ороговикования, включающие амфиболиты и биотит-амфиболовые сланцы. С гранитами связаны метасоматиты скарновой и грейзеновой формаций, продуктивные на вольфрамовое, реже – вольфрам-бериллиевое оруденение (Коровко и др., 2015).

На Пороховском месторождении кварцевые жилы субвертикальные, по простиранию разделяются на 2 системы: 240–260° и 225–240° (рис. 1А). Первая система включает крупные, до 1,5 км протяженностью, жилы, вторая представляет собой скопление жил длиной не более 200 м. Мощность жил колеблется от первых см до 0,5 м. На глубину жилы прослеживаются на несколько сотен метров (Покровский, 1950). Состав жил преимущественно мусковит-кварцевый с подчиненным количеством карбоната, флюорита, хлорита, альбита. Рудная минерализация представлена вольфрамитом, шеелитом, поздними пиритом, халькопиритом, сфалеритом и редкими молибденитом и халькогенидами висмута (Рогов и др., 2023).

Юго-Коневское месторождение локализовано в эндоконтакте гранитного массива (рис. 1Б). Рудные жилы имеют аз.пр. 300–310°, 80–90° падение под углами 65–80°. Мощность жил достигает 1,5 м, средняя 15–20 см. На глубину жилы прослеживаются до 200 м, по простиранию

до 400 м. Состав жил кварц-мусковитовый с второстепенными карбонатами, флюоритом (Рогов и др., 2023). Рудная минерализация представлена вольфрамитом, шеелитом, пиритом и сульфосолями висмута. Около рудных жил развиты каймы грейзенизированных гранитов и полнопроявленных метасоматитов мощностью от 5 до 60 см.

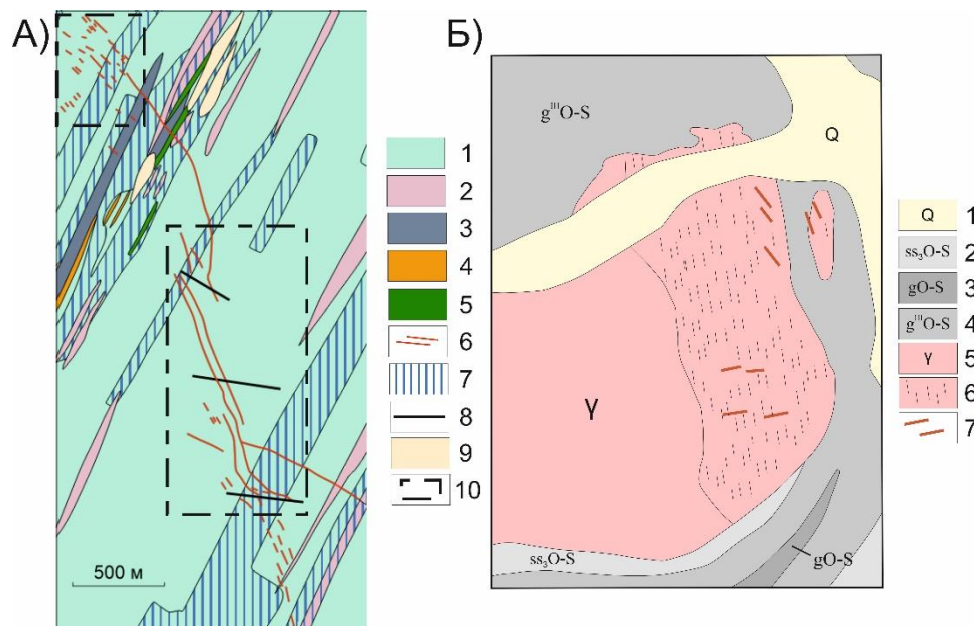


Рис. 1. А – план Пороховского месторождения по материалам Пороховской партии УГЭС (Золоев и др., 2004), Б – геологическая карта Юго-Коневского участка работ (по данным ООО «УГЭ», 2021).

А: 1 – туфы порфиров; 2 – пироксен-плагиоклазовые порфириды; 3 – мраморы; 4 – эпидозиты, эпидот-хлоритовые и эпидот-актинолитовые породы; 5 – скарны; 6 – вольфрамоносные кварцевые и кварц-мусковитовые жилы; 7 – зоны эпидотизации и актинолитизации; 8 – тектонические нарушения; 9 – карстовые полости; 10 – границы участков

Б: 1 – четвертичные отложения; 2 – кварц-серицитовые и кварц-хлоритовые сланцы, туфосланцы и туфопесчаники; 3 – слюдяные гнейсы; 4 – слюдяно-амфиболовые сланцы, амфиболовые гнейсы, амфиболиты; 5 – биотитовые граниты; 6 – лейкократовые граниты и аляскиты; 7 – кварцевые жилы

Результаты исследования. Вольфрамит образует удлиненно-уплощенные кристаллы размером в первые сантиметры и их скопления, развитые как в призальбандовой, так и в центральной частях жил. Вольфрамит часто замещается шеелитом, а также оксигидроксидами Fe и Mn.

Химический состав всех изученных зерен соответствует гюбнериту. Для Центрального участка Пороховского и Юго-Коневского месторождений состав вольфрамитовых жил меняется незначительно, но для Северного участка Пороховского месторождения характерны более железистые разновидности (рис. 2).

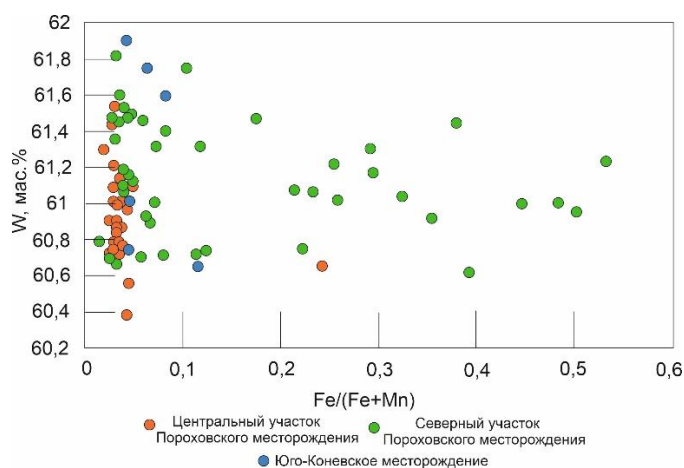


Рис. 2. Вариации состава вольфрамитовых жил из Пороховского и Юго-Коневского месторождений

Графики распределения элементов-примесей в вольфрамите на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях весьма похожи. Однако для Юго-Коневского месторождения характерны повышенные содержания крупноионных литофилов, Cu, Ni, Th, Pb, Nb, Ta (рис. 3).

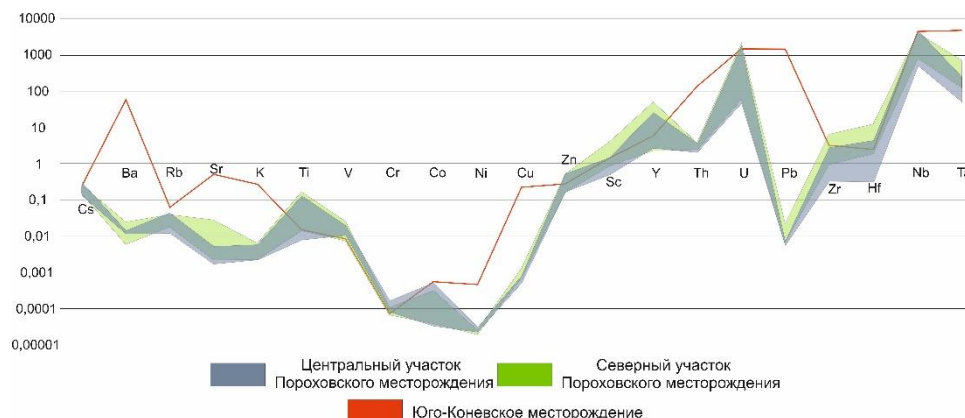


Рис. 3. Элементы-примеси в вольфрамите, нормированные на хондрит (McDonough, Sun, 1995).

Вольфрамиты Юго-Коневского месторождения также содержат повышенное количество LREE, что делает спектры REE более пологими, по сравнению с Пороховским месторождением (рис. 4). Европиевая аномалия не проявлена. Цериевая аномалия положительная в вольфрамитах Юго-Коневского месторождения и отрицательная на Пороховском месторождении.

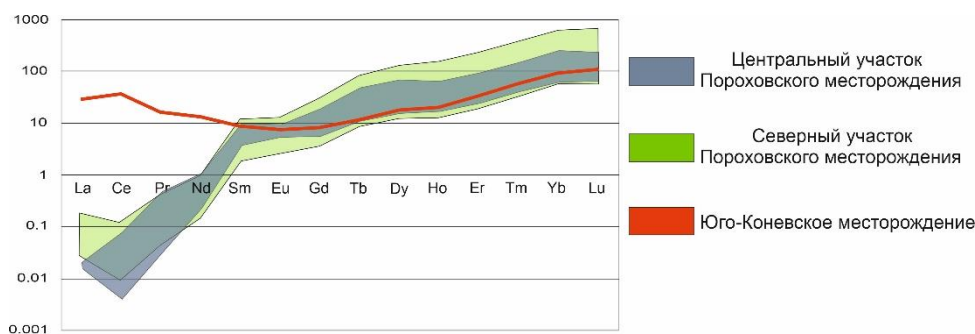


Рис. 4. Спектры распределения REE в вольфрамите нормированные на хондрит (McDonough, Sun, 1995).

Обсуждение результатов. Химический состав вольфрамита определяется двумя факторами: возможностью элемента изоморфно входить в структуру и концентрацией элементов в рудном флюиде. Например, преимущественное обогащение HREE по сравнению с LREE, наблюдаемое во всех вольфрамитах, определяется кристаллохимическими особенностями минерала (Goldmann et al., 2013). При этом содержания Ta, Nb, крупноионных литофилов, Cu, Pb зависят от состава флюида и от вмещающих пород, с которыми он взаимодействует (Harlaux et al., 2018).

Сходная форма графиков на спайдер-диаграммах, отличающихся только количеством микропримесей, указывают на одинаковые процессы вхождения их в структуру. Отличающееся на порядок количество элементов-примесей на Пороховском и Юго-Коневском месторождении является результатом формирования жил в различных вмещающих породах. Повышенные содержания U, Th, Nb, Ta в вольфрамитах Юго-Коневского месторождения являются следствием локализации минералов в гранитах, подверженных грейзенизации. На повышенное содержание LILE, вероятно, также влияет непосредственная близость к источнику флюидов.

Выводы. Состав вольфрамита Юго-Коневского и Пороховского месторождений близок к чистому гюбнериту, лишь на Северном участке Пороховского месторождения отмечается незначительное увеличение железа.

Содержание элементов-примесей в вольфрамите контролируется как кристаллохимическими параметрами, так и составом гидротермального флюида, который по-разному взаимодействует с вмещающими породами.

Авторы благодарны Белогуб Е.В. и Новоселову К.А. за руководство работой и помощь в интерпретации результатов. Аналитические работы выполнены в рамках государственного задания ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН, тема 22031600292-6.

Список литературы

1. Золоев К.К., Левин В.Я., Мормиль С.И., Шардакова Г.Ю. Минерагения и месторождения редких металлов, молибдена, вольфрама Урала. Е.: Урал. геолого-съёмочная экспедиция, 2004. 336 с.
2. Коровко А.В., Двоглазов Д.А., Кузовков Г.Н. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Издание второе. Серия Среднеуральская. Лист О-41-XXXII. Объяснительная записка. М.: МФ ВСЕГЕИ, 2015. 274 с.
3. Покровский П.В. Минеральный состав, структурные особенности и условия локализации Карасьевского, Пороховского, Пьянковского вольфрамовых месторождений Боевского-Юго-Коневской группы. С.: Труды Уральского ФАН СССР, 1950. 255 с.
4. Рогов Д.А., Белогуб Е.В., Новоселов К.А., Рассомахин М.А., Ирмаков Р.Р., Чугаев А.Е. Минеральные формы вольфрама на Пороховском и Юго-Коневском месторождениях (Южный Урал) // Минералогия. 2023. Т.9. №2. С. 41–59.
5. Goldmann, S., Melcher, F., Gäbler, H.-E., Dewaele, S., De Clercq, F., Muchez, P. Mineralogy and trace element chemistry of ferberite/reinite from tungsten deposits in Central Rwanda // Minerals. 2013. V. 3. №2. P. 121-144.
6. Guanghong C., Jianfeng G., Jianjun L., Rongqing Z. In situ LA-ICP-MS analyses of mica and wolframite from the Maoping tungsten deposit, southern Jiangxi, China // Acta Geochim. 2020. V. 39. №6. P. 811–829.
7. Harlaux M., Mercadier J., Marignac C., Peiffert C., Cloquet C., Cuney M. Tracing metal sources in peribatholithic hydrothermal W deposits based on the chemical composition of wolframite: the example of the Variscan French Massif Central // Chemical Geology. 2018. V. 479. P. 58-85.
8. Nasser L. Agami E. Origin and nature of tungsten producing fluids in a granitic hydrothermal system: geochemical and mineralogical study of hubnerite bearing quartz veins, Qash Amir, south eastern desert, Egypt // Conference: CEO 21 International Symposium Misasa, Origin and Evolution and Dynamics of the Earth: Present and Future, 2005. P. 1-26.
9. Xie W., Zeng Q., Zhou L., Lan T., Wang R., Wu J. Ore Genesis of the Baishitouwa Quartz–Wolframite Vein-Type Deposit in the Southern Great Xing'an Range W Belt, NE China: Constraints from Wolframite In-Situ Geochronology and Geochemistry Analyses // Minerals. 2022. V. 12. №5. P. 515-547.

ОСОБЕННОСТИ РЕДКОЭЛЕМЕНТНОГО СОСТАВА ЦИРКОНА ИЗ ГРАНИТОВ РАПАКИВИ ГУБАНОВСКОЙ ИНТРУЗИИ

Рогова И.В.¹, Стативко В.С.^{2,1}, Скублов С.Г.²

¹ Санкт-Петербургский горный университет, г. Санкт-Петербург, Россия;

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, г. Санкт-Петербург, Россия

Введение. Выборгский массив является самым крупным плутоном гранитов рапакиви на Восточно-Европейской платформе, расположенный в юго-восточной части Фенноскандинавского щита. Особенности геологического строения этого массива изучались Д.А. Великославинским с коллегами (1978), А.М. Беляевым (1983), О.Т. Рамо и И. Хаапала (Rämö, Naarala, 1995, 2005), А.М. Лариным (2011) и другими исследователями. Породы Выборгского массива отнесены к анортозит-рапакивигранитной формации, в нем выделены четыре фазы: 1) лаппее-граниты: представляют собой пироксен-роговообманковые рапакиви, для которых характерно низкое содержание кварца; 2) выборгиты: являются амфибол-биотитовыми овоидными гранитами и слагают большую часть массива; 3) трахитоидные граниты: отличаются от предыдущей фазы отсутствием амфибола и сокращением количества овоидов; 4) биотит-мусковитовые топазсодержащие граниты. Однако по сей день количество выделяемых фаз и их соотношение остаются дискуссионными.

Несмотря на значительный имеющийся фактический материал по геологии и петрологии гранитов рапакиви, данные по геохимии циркона из этих пород остаются весьма ограниченными (Konyshev, 2023). Циркон является ключевым минералом-геохронометром, а особенности его редкоэлементного состава позволяют расшифровать условия образования пород (например,

Hoskn, 2005; Trail et al., 2007; Skublov et al., 2022). В настоящей работе обсуждается состав циркона из трахитоидных гранитов рапакиви губановской интрузии, относящихся к третьей фазе, и вмещающих выборгитов второй фазы.

Предметом исследования являются граниты рапакиви второй фазы (выборгиты) и трахитоидные граниты третьей фазы, выходы которых хорошо вскрыты на месторождении блочного строительного камня «Возрождение» (карьер площадью 35 гектар), расположенного в Выборгском районе Ленинградской области. Большая часть карьера сложена розово-серыми трахитоидными гранитами третьей фазы, которые слагают Губановскую интрузию и являются главным объектом добычи на месторождении. Содержание овоидов в них значительно меньше, чем в выборгитах и снижается от контактовой зоны к центральной части, не превышая 10% от объема породы. Выходы выборгитов, окаймляющих трахитоидные граниты, наблюдаются в северной и южной частях карьера. В северной части карьера обнажена контактовая зона с нечеткими границами, которая представляет собой мелкозернистые кварц-полевошпатовые граниты розового цвета. Хаотично расположенные срастания («розеточки») биотита придают этой породе схожесть с окрасом форели, с чем и связано такое неофициальное название – «форель», используемое производителями. В южной части карьера контактовая зона не наблюдается. Происхождение мелкозернистых кварц-полевошпатовых гранитов из контактовой зоны не очевидно, хотя возможно предположить их образование связано магматической дифференциации, в результате внедрения расплавов третьей фазы, что требует дополнительных исследований.

Методы. Для изучения особенностей состава циркона были отобраны образцы гранитов второй фазы на удалении от контакта с третьей фазой (обр. 1001-vk) и в непосредственной близости с контактовой зоной (обр. 1021), «форели» (обр. 1001-F) и третьей фазы на удалении от контакта (обр. 1002). Для этих образцов были изготовлены прозрачно-полированные шлифы, в которых анализировались зерна циркона *in-situ*, без выделения монофракций, что повышает достоверность данных. Состав циркона по главным элементам исследовался в режиме композиционного контраста (BSE) на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510 LA (ИГГД РАН). Содержание редкоземельных (REE) и редких элементов в цирконе определено на ионном микрозонде Cameca IMS-4f (ЯФ ФТИАН) по методике, описанной в работах (Hinton, Upton, 1991; Федотова и др., 2008).

Результаты. Циркон из трех разновидностей пород имеет изометричную форму. На BSE-изображении зерна светло-серого цвета с наличием трещиноватости и минеральных включений. Некоторые образцы обладают темно-серыми заливообразными участками, с повышенным содержанием Al_2O_3 , FeO, MnO, CaO, Na_2O (по данным SEM-EDS).

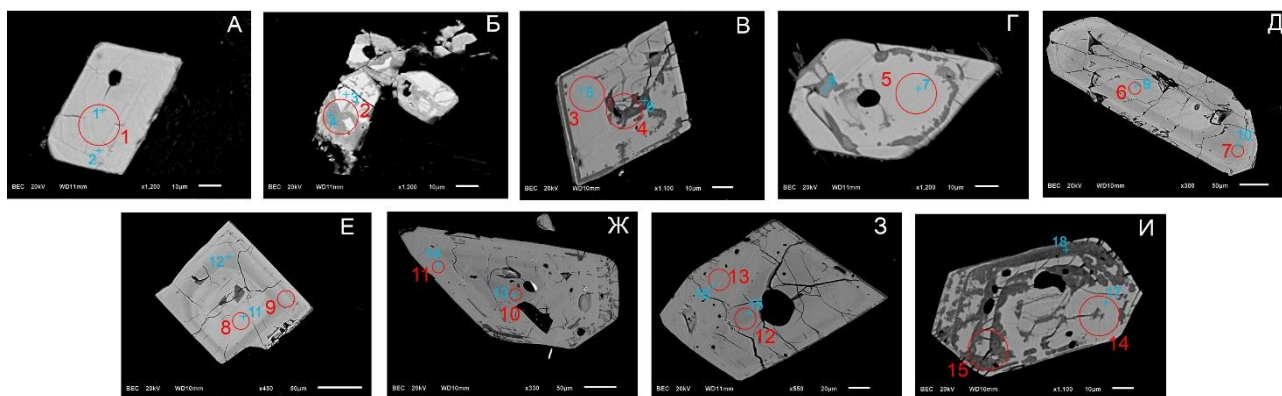


Рис. 1. BSE-изображения зерен циркона из гранитов месторождения «Возрождение»: А–Г – выборгитов; Д–Е – контактовой зоны («форели»); Ж–И – трахитоидных гранитов. Синими крестиками обозначены точки анализа методом SEM-EDS, красными кружками – области анализа методом SIMS.

На графиках распределения REE наблюдается несколько типов спектров. Для циркона из выборгитов и контактовой зоны характерны спектры с повышенным содержанием HREE относительно LREE, отрицательная Eu-аномалия и отсутствие положительной Ce-аномалии (точки 1,5,9). Также наблюдается второй тип спектров для циркона из данных пород,

имеющий выположенный характер и редуцированную отрицательную Eu-аномалию (точки 2-4,8). Спектр распределения REE для одного зерна циркона из контактовой зоны (точки 6-7) имеет значительное преобладание HREE над LREE, положительную Ce-аномалию и отрицательную Eu-аномалию. Такой график распределения REE характерен для магматического циркона.

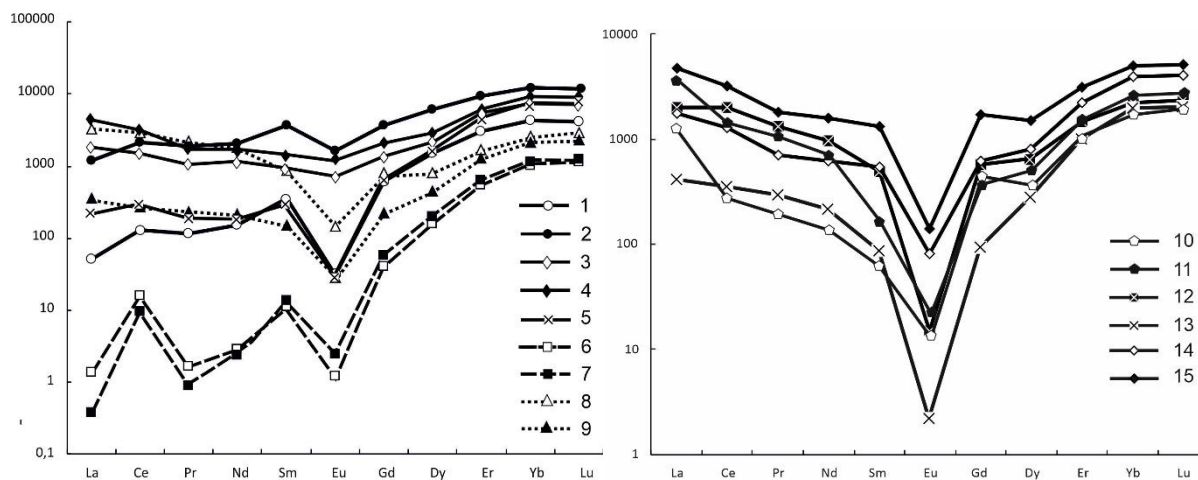


Рис. 2. Спектры распределения REE для циркона из выборгитов (образец 1021: 1, 2, 3-4, 5), контактовой зоны (образец 1001F: 6-7, 8-9) и трахитоидных гранитов (образец 1002: 10-11, 12-13, 14-15), нормированные на хондрит CI (McDonough, Sun 1995).

Спектры распределения REE для циркона из трахитоидных гранитов значительно отличаются от ранее описанных. Графики имеют встречный наклон спектров LREE и HREE, демонстрирующие профиль "крылья птицы", наблюдается выраженная отрицательная Eu-аномалия (точки 10-15).

Проанализированные зерна циркона демонстрируют положительную связь между содержаниями Y и REE. Наибольшее содержание Y характерно для циркона из гранитов второй фазы, в цирконе из гранитов третьей фазы и контактовой зоны содержание Y заметно ниже. Показатели LREE и HREE также демонстрируют положительную корреляцию, но менее отчетливую. Содержание Ca и Ti положительно коррелирует между собой. Стоит отметить, что циркон из контактовой зоны обладает пониженным содержанием данных элементов, в сравнении с выборгитами и трахитоидными гранитами. Положительный тренд наблюдается и для соотношения Th и U. Максимальное содержание Th и U наблюдается в гранитах второй фазы, минимальное – в контактовой зоне.

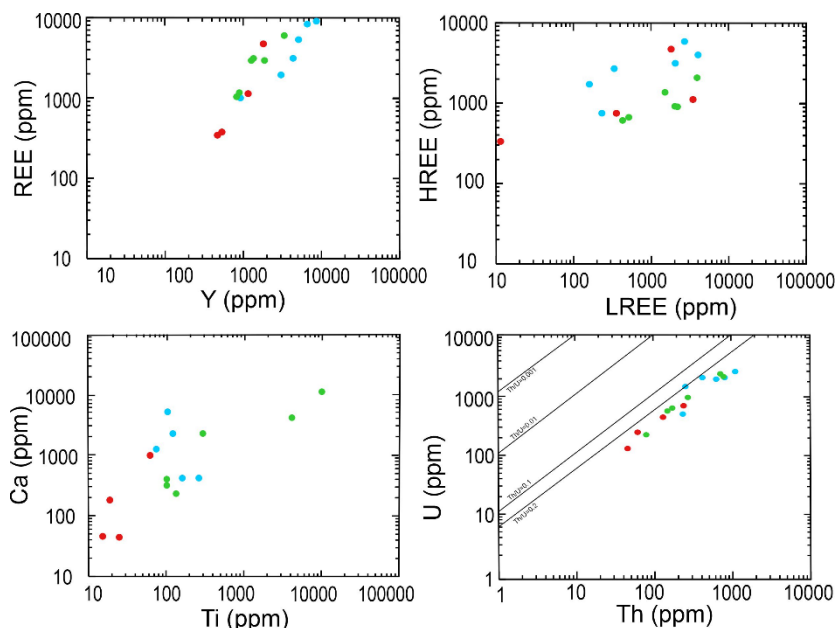


Рис. 3. Бинарные диаграммы соотношения: а) REE-Y, б) LREE-HREE, в) Ti-Ca, г) Th-U в цирконе.

На диаграммах фракционирования LREE (Hoskin, 2005), соотношения Ce- и Eu-аномалий (Harley et al., 2007) наблюдается схожая картина. Большинство точек тяготеет к области гидротермального циркона, и только две точки из контактовой зоны расположены в области магматического циркона. На графике соотношения Ca и U (Bouvier et al., 2012), большинство точек образуют облако над областью «пористого» (испытавшего флюидное воздействие) циркона и имеют тренд, направленный к области гидротермального циркона. Две точки повторяют поведение на графиках соотношения La-SmN/LaN и Ce- и Eu-аномалий, и находятся в области неизменного магматического циркона.

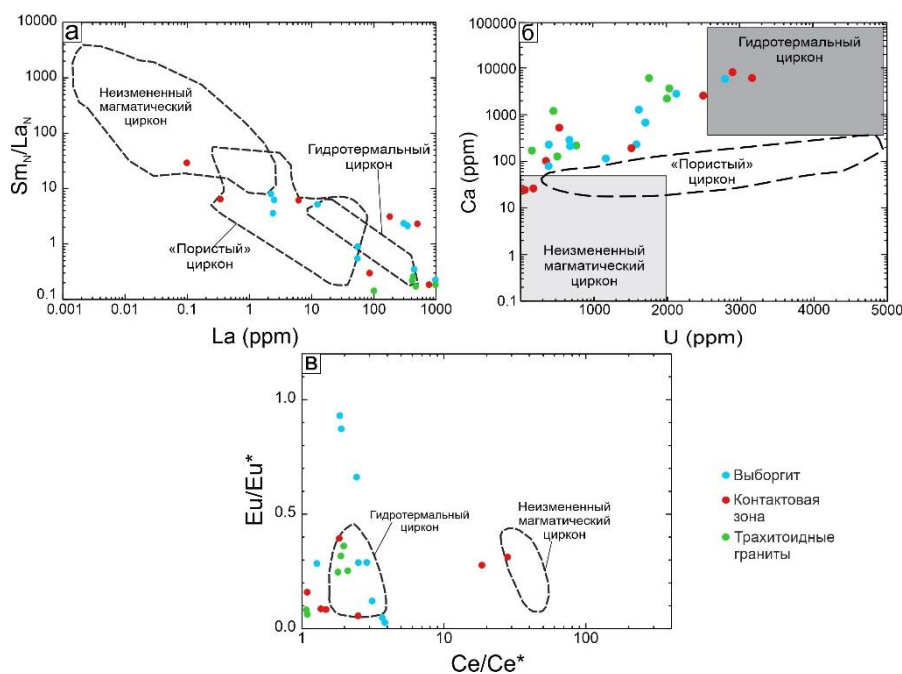


Рис. 4. Дискриминационные диаграммы (по: Hoskin, 2005; Bouvier et al., 2012, Harley et al., 2007) с фигуративными точками изученного циркона.

Заключение. Изучение состава циркона (методы SEM-EDS и SIMS) показало, что во всех типах пород из гранитов месторождения «Возрождение» присутствует циркон, демонстрирующий следы активного воздействия флюида. Перекристаллизация проявлена темными зонами в зернах на BSE-изображении, а также повышенным содержанием редких и редкоземельных элементов в этих участках.

Вероятно, источником флюида являлся расплав трахитоидных гранитов третьей фазы. Флюидонасыщенный расплав воздействовал на состав циркона как из выборгитов, так и из самих гранитов третьей фазы (где весь циркон демонстрирует нетипичный характер распределения REE) и из контактовой зоны.

Список литературы

1. Беляев А. М., Львов Б. К. Минералого-геохимическая специализация гранитов рапакиви Выборгского массива // Вестн. ЛГУ. 1981. № 6. С. 15.
2. Великославинский Д.А., Биркис А.П., Богатиков О.А. и др. Анортозит-рапакивигранитная формация: Восточно-Европейская платформа. Наука. Ленингр. отд-ние. 1978. 277 с.
3. Ларин, А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. 2011. 402 с.
4. Федотова А.А., Бибикова Е.В., Симакин С.Г. Геохимия циркона (данные ионного микрозонда) как индикатор генезиса минерала при геохронологических исследованиях. Геохимия, 2008. V. 9. С. 980-997.
5. Bouvier, A.-S., Ushikubo, T., Kita, N., et al., Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids, *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 745–768.
6. Naapala, I., Rämö, O. T., & Frindt, S.. Comparison of Proterozoic and Phanerozoic rift-related basaltic-granitic magmatism. *Lithos*, 2005. V. 80 № 1-4. P. 1-32.
7. Harley, S. L., & Kelly, N. M. Zircon tiny but timely. *Elements*. 2007. V. 3 № 1. P. 13-18.
8. Hinton R. W., & Upton B. G. J. The chemistry of zircon: variations within and between large crystals from syenite and alkali basalt xenoliths. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 1991 V. 55. № 11. P. 3287-3302.

9. Hoskin, P. W. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. *Geochimica et Cosmochimica Acta*, 2005. V. 69. № 3. P. 637-648.
10. Konyshev, A. Natural Experiment on the Extraction and Quenching of Rapakivi-like Magmas: Traces of Interaction with the Mafic Melts and Their Derivatives, Salmi Batholith (Karelia, Russia). *Minerals*. 2023 V. 13. № 4. P. 527.
11. McDonough, W. F., & Sun, S. S. The composition of the Earth. *Chemical geology*, 1995. V. 120. № 3-4. P. 223-253.
12. Rämö, O. T., & Haapala, I. One hundred years of rapakivi granite. *Mineralogy and Petrology*, 1995. V. 52. № 3-4. P. 129-185.
13. Skublov, S. G., Berezin, A. V., Li, X. H., Li, Q. L., Salimgaraeva, L. I., Travin, V. V., & Rezvukhin, D. I. Zircons from a pegmatite cutting eclogite (Gridino, Belomorian Mobile Belt): U-Pb-O and trace element constraints on eclogite metamorphism and fluid activity. *Geosciences*, 2020. V. 10. №5. P. 197.
14. Trail, D., Mojzsis, S. J., Harrison, T. M., Schmitt, A. K., Watson, E. B., & Young, E. D. Constraints on Hadean zircon protoliths from oxygen isotopes, Ti-thermometry, and rare earth elements. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 2007. V. 8. № 6.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКИЙ СОСТАВ ГАЛЕЧНОЙ ФРАКЦИИ ЛЕДНИКОВЫХ ОБРАЗОВАНИЙ ЛУЖСКОЙ И НЕВСКОЙ СТАДИЙ ВЕРХНЕВАЛДАЙСКОГО ОЛЕДЕНЕНИЯ

Родионов Г.Н.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, vegarus@inbox.ru

Введение. В строении четвертичного покрова Карелии преобладают ледниковые и водно-ледниковые отложения верхневалдайского оледенения, которые являются субстратом для формирования почв, основанием для зданий и сооружений, а также источником ценных полезных ископаемых. Поэтому комплексный подход и всестороннее изучение их состава и свойств имеют очень важное значение для научного и практического применения. В результате ранее проведенных работ (Бискэ, 1959; Бискэ, 1971; Демидов, 1998; Ладожское озеро, 1978), были частично изучены вопросы формирования вещественного состава ледниковых и водно-ледниковых отложений Карелии, в которых особое внимание было уделено изучению вещественного состава поздних стадий оледенения. Менее изученными и более сложными образованиями являются ранние стадии (вепсовско-крестецкая, лужская, невская). Однако, кроме хорошо выраженных краевых образований заключительных стадий оледенения сальпаусселькя в Западной и Центральной Карелии, положение края ледника в более ранние стадии дегляциации определено весьма условно как в пределах Карелии, так и в прилегающих с юга и с востока соседних районах. Выделение лужской (возраст ~ 13200 – 14200 л.н.) и невской (возраст ~ 11900-12500 л.н.) стадий в отдельные краевые комплексы не имеет достаточных оснований в связи со сложностью и неоднозначностью определения генетической принадлежности осадков этих стадий.

Выявлены особенности минералого-петрографического состава морен (лужской и невской стадий) на территории Карелии. Изучение петрографических характеристик позволит получить дополнительную информацию при проведении стратиграфических и палеогеографических реконструкций.

Материалы и методы. В ходе полевых работ 2023 г. по изучению ледниковых образований районе оз. Лососинное (в 20 км от г. Петрозаводск) и п. Пай (юг Республики Карелия) исследовался петрографический состав галечной фракции краевых комплексов невской и лужской стадий дегляциации. Целью исследования было выявление особенностей минералого-петрографического состава морен, сформировавшихся в различных фациальных обстановках ледового седиментогенеза в различных по геологическому строению районах. Объектом исследования являются краевые зоны лужской (возраст ~ 13200 – 14200 л.н.) и невской (возраст ~ 11900-12500 л.н.) стадий дегляциации последнего Верхневалдайского оледенения. В данной работе представлены предварительные результаты данной работы.

На поверхности гряд ледникового генезиса проводился сбор валунов размером от 5 до 15 см с участка 3х3 метра, количество валунов 100 – 110 шт. Образцы группировались по породам и классу окатанности. По результатам полевых исследований было выделены породы

магматического, метаморфического и осадочного генезиса, также встречались единичные образцы минералов.

Результаты. Изучение петрографического состава в настоящее время не завершено и продолжается. На данный момент обработаны результаты полученные морен, только в районе п Пай (лужская стадия), озера Лососинное (невская), оз. Сямозеро (невская) (рис. 1).

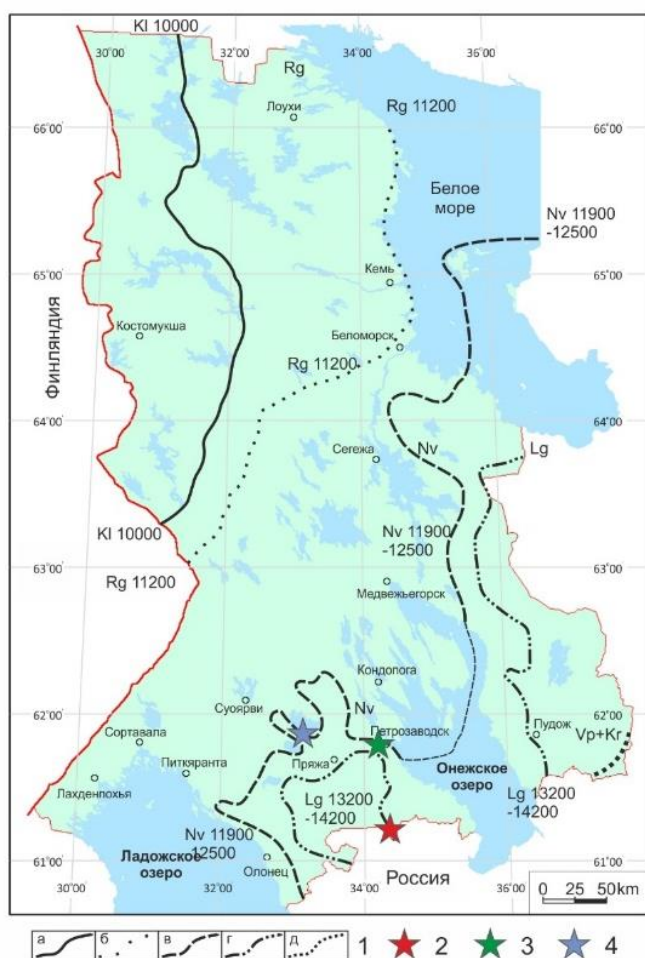


Рис. 1. Районы исследования петрографического состава

1 – стадии деградации поздневалдайского ледника: а – калевальская (сальпаусселькя II); б – ругозерская (сальпаусселькя I); в – невяская (сямозерская); г – лужская; д – вепсовско-крестецкая. Районы полевых работ: 2 –Пай, 3 – Лососинное, 4 –Сямозеро.

Петрографический состав морен в краевых комплексах, в районе п Пай (лужская стадия), озера Лососинное (невская) представлен ниже (таблица 1).

Таблица 1. Петрографический состав гляциальных отложений

Район	Классы пород по генезису			
	Магматические (шт)	Метаморфические (шт)	Осадочные (шт)	Отдельные минералы неясного генезиса (шт)
Пай (лужская стадия)	50	28	20	2
Лососинное (невская стадия)	57	22	18	3

Петрографический состав включений в **основных** моренах лужской и невяской стадий очень схож. Преобладают магматические породы (50–57%), представленные диабазами, габбродолеритами и гранитами. На втором месте – метаморфические породы: кварциты, кварцитопесчанники, глинистые сланцы, первично осадочные породы – алевролиты, шунгиты и т.д. составляют около 18–20% от общего состава. Однако более детальные характеристики петрографического состава может дополнить анализ стапени окатанности валунов и галек.

Лужские и невяские морены были изучены по степени окатанности обломочного материала (таблица 2).

Таблица 2. Степени окатанности обломочного материала лужской и невской морены

Район	Класс окатанности	Классы пород по генезису		
		Магматические (%)	Метаморфические (%)	Осадочные (%)
Пай (лужская стадия)	1-2 кл	49	36	15
	3-4 кл	58	23	19
Лососинное (невская стадия)	1-2 кл	72	17	11
	3-4 кл	63	19	18

Как видно из таблицы, в моренах лужской и невской стадий содержится примерно одинаковое количество обломков разных пород 3–4 классов окатанности. Следовательно, это может свидетельствовать о приблизительно одинаковой дальности переноса и ледниковой обработки материала, а, возможно, и о близком возрасте морен.

Однако, в невской морене значительно выше содержание слабоокатанных обломков магматических пород 1–2 классов (**72% против 49% в лужской морене**), а метаморфических больше в лужской морене.

Петрографический состав краевых моренных? (радиальных) гряд существенно отличается от основных морен. Он был изучен в пределах невской стадии (район оз. Сямозеро – д. Курмойла) (таблица 3).

Таблица 3. Петрографический состав краевых моренных? в пределах невской стадии (район оз. Сямозеро – д. Курмойла)

Район	Классы пород по генезису			
	Магматические	Метаморфические	Осадочные	Отдельные минералы неясного генезиса (шт)
Сямозеро (невская стадия)	4	69	27	0

Краевая гряда невской стадии сложена в большей степени материалом, напоминающим флювиогляциальные отложения. Поэтому наблюдаются ее существенные отличия в петрографическом составе от основной морены, как лужской, так и невской.

В нем отсутствуют первично осадочные породы (главным образом алевролиты) и преобладают метаморфические породы (69%), в отличие от основных морен лужской и невской где больше магматических пород (до 57%).

Петрографический состав включений в основных моренах лужской и невской стадий очень схож. Преобладают магматические породы (50–57%), представленные диабазами, габбродолеритами и гранитами. На втором месте – метаморфические породы: кварциты, кварцитопесчанники, глинистые сланцы, первично осадочные породы – алевролиты, шунгиты и т.д. составляют около 18–20% от общего состава.

Краевые морены невской стадии (Сямозеро, Лососинное) отличаются по петрографическому составу включений от основных морен. Во-первых, краевая гряда невской стадии сложена в большей степени материалом, напоминающим флювиогляциальные отложения. Во-вторых, в материале краевой морены отсутствуют первично осадочные породы (главным образом алевролиты) и преобладают метаморфические породы (69%), в отличие от включений присутствующих в основных моренах лужской и невской где больше магматических пород (до 57%).

Список литературы

1. Бискэ Г. С. Четвертичная геология и геоморфология Карелии. Петрозаводск: Госиздат КАССР, 1959. 307 с.
2. Бискэ, Г. С. и др. Структура и история котловины Онежского озера. – 1971.

3. Демидов, И.Н. Формирование вещественного состава ледниковых и водно - ледниковых отложений Карелии. Автореф. дисс. На соискание ученой степени канд. геол - минерал. наук, Таллинн, 1989. - 24с.
4. Демидов, И.Н. Этапы формирования и особенности локализации полезных ископаемых Карелии в четвертичном периоде // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып.1. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 1998. С.137-143.
5. Ладожское озеро. Развитие рельефа и условия формирования четвертичного покрова котловины//под. ред. Бискэ Г.С. Петрозаводск.: Карелия, – 1978, – 208 с.

МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕОХИМИЯ МЕТАН-ПРОИЗВОДНЫХ АУТИГЕННЫХ КАРБОНАТОВ КОНТИНЕНТАЛЬНОГО СКЛОНА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Рубан А.С.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, ruban@mail.ru

Донные осадки морей Северного Ледовитого океана практически лишены аутигенной карбонатной минерализация. Причиной этому является низкая температура морской воды, способствующая повышенной растворимости двуокиси углерода (Bates et al., 2009; Guinotte and Fabry, 2008). Тем не менее, многими авторами сообщалось о находках аутигенных карбонатов в некоторых арктических морях – Норвежском, Баренцевом, Лаптевых, Чукотском (Himmler et al., 2019; Kravchishina et al., 2017; Mazzini et al., 2016; Schier et al., 2021; Schubert et al., 1997; Thiagarajan et al., 2020; Ruban et al., 2020; Lee et al., 2022). В большей части задокументированные карбонаты приурочены к участкам разгрузки метан-содержащих флюидов, а изотопный состав их карбонатного углерода свидетельствует о первостепенной роли метана в качестве источника углекислоты, участвующей в карбонатообразовании. Метан-производные карбонаты представляют собой уникальные геохимические и геологические архивы, позволяющие не только восстановить палеоусловия их формирования, но и оценить продолжительность эмиссии метана (Bayon et al., 2009; Tong et al., 2009; Han et al., 2009). В данной работе представлены результаты минералогических, геохимических и изотопных исследований аутигенных карбонатов, отобранных на крайне малоизученном участке разгрузки метан-содержащих флюидов на континентальном склоне моря Лаптевых.

Изученные образцы аутигенных карбонатов были отобраны в пределах участка активной разгрузки метансодержащих флюидов на континентальном склоне моря Лаптевых. Для идентификации основных карбонатных фаз были изготовлены полированные шлифы из исследуемых карбонатных образцов. Петрографические исследования выполнялись на поляризационном микроскопе CARL ZEISS Axio Imager 2, оснащенный камерой AxioCam MRc5. Сканирующая электронная микроскопия проводилась с использованием сканирующего электронного микроскопа TESCAN VEGA 3 SBU, оснащенного детектором для рентгенофлуоресцентного энергодисперсионного анализа (ЭДС) OXFORD X-Max 50. Валовой минералогический состав аутигенных карбонатов изучался с помощью рентгеновского дифрактометра Bruker D2 Phase. Изотопный состав углерода и кислорода в карбонатах определялся на масс-спектрометре Delta V Plus (Thermo Fisher Scientific). Концентрации микроэлементов измерялись методом масс-спектропии с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС) с использованием прибора ELAN DRC-e.

В морфологическом отношении карбонаты представлены изометричными корками, сферическими и эллиптическими конкрециями, а также вытянутыми цилиндрическими стяжениями. Размер обнаруженных карбонатных образований достигал 10 см в наибольшем измерении. Данные рентгенодифракционного анализа показали, что карбонатные минералы в изученных образованиях представлены магнезиальным кальцитом, доломитом и кутногоритом (рис. 1), суммарное содержание которых достигает 52%, при этом на долю магнезиального кальцита приходится от 78% до 98%. Минеральный состав обломочной фракции повторяет состав вмещающих донных осадков и представлен главным образом кварцем, полевыми шпатами и глинистыми минералами. В ассоциации с магнезиальным кальцитом наблюдаются различные агрегаты фрамбоидального пирита, заполняющие пустоты и замещающие остатки органики. Вытянутые скопления фрамбоидов пирита имеют длину до

500 мкм и состоят как из идиоморфных кристаллов (около 15 мкм в поперечнике) так и из агрегатов типа «sunflowers» (диаметром до 70 мкм).

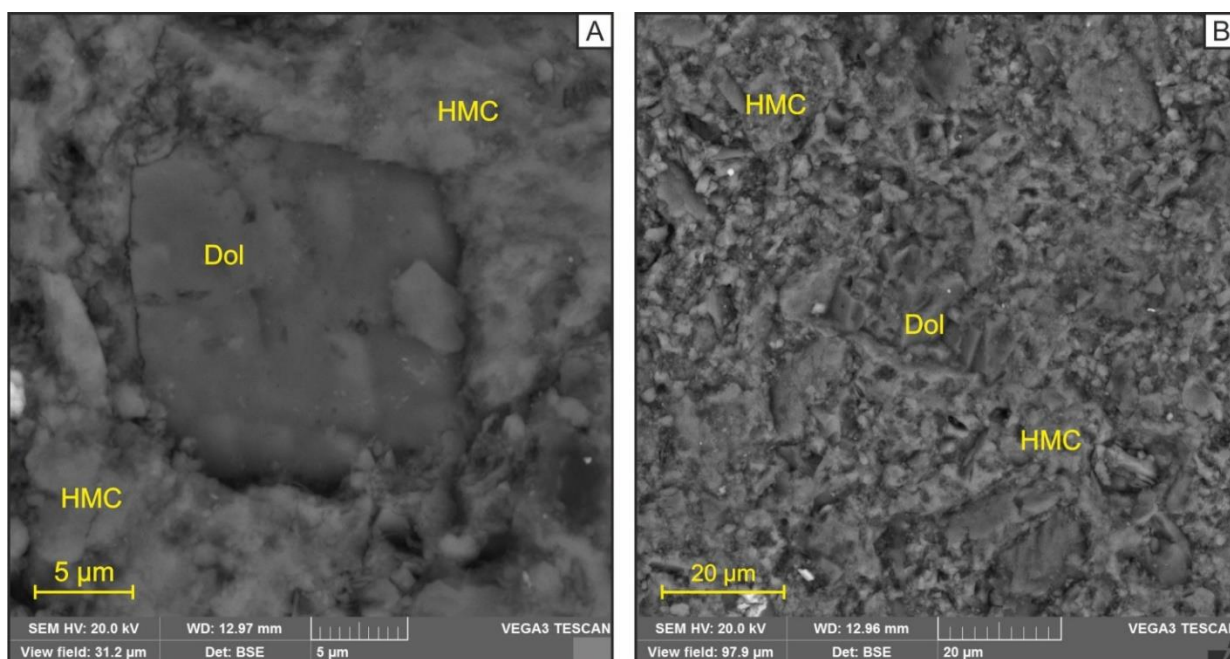


Рис. 1. Включения микрокристаллов доломита в глинисто-карбонатном цементе изученных карбонатов континентального склона моря Лаптевых: HMC – высокомагнезиальный кальцит, Dol – доломит.

Низкие значения $\delta^{13}\text{C}$ изученных карбонатов (от $-50,6\%$ до $-32,4\%$) свидетельствуют о том, что их формирование происходило в результате анаэробного окисления метана. Полученные значения $\delta^{13}\text{C}$ можно разделить на две группы: 1-я группа со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от $-35,8\%$ до $-32,4\%$ и 2-я группа со значениями $\delta^{13}\text{C}$ от $-50,6\%$ до $-41,9\%$. Резко отрицательные значения $\delta^{13}\text{C}$ карбонатов 2-й группы указывают на то, что источником углерода является биогенный метан, тогда как значения $\delta^{13}\text{C}$ 1-й группы, вероятно, свидетельствуют о смешении биогенного метана с углеродом из других источников.

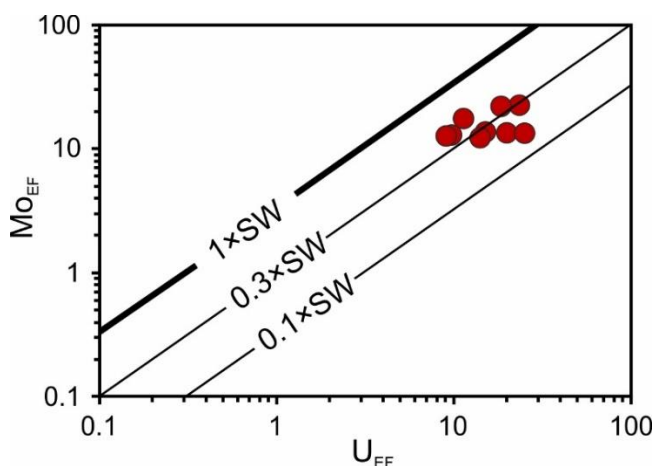


Рис. 2. $\text{Mo}_{\text{EF}}/\text{U}_{\text{EF}}$ отношение в изученных карбонатах. Содержания молибдена и ураны нормализованы на среднее содержание в осадочной коре континентов. Диагональные линии показывают Mo/U отношение в морской воде ($1 \times \text{SW}$) и его доли ($0.3 \times \text{SW}$, $0.1 \times \text{SW}$).

Изученные карбонаты демонстрируют слабое обогащение кобальтом, умеренное и сильное обогащение мышьяком, молибденом и сурьмой и сильное обогащение ураном. Интересно, что обогащение мышьяком превышает обогащение молибденом, а отношение $(\text{Mo}/\text{U})_{\text{EF}}$ варьирует от 0,6 до 1,8, что указывает на сопоставимую степень обогащения молибденом и ураном (рис.2). Оксигидроксиды Fe и Mn в силу своей сорбционной способности могут выступать переносчиками Mo, As и Sb, транспортируя эти элементы из морской воды в осадок за счет «челночного эффекта» (particle shuttle effect; Tribovillard et al., 2013). Однако этот процесс объясняет только обогащение элементами, которые могут сорбироваться оксигидроксидами металлов, и не объясняет

обогащение ураном (Smrzka et al., 2020). Отсутствие корреляционных связей между Fe и Mn и содержаниями Mo, As и Sb в исследованных карбонатах косвенно исключает роль оксигидроксилов Fe и Mn для обогащения Mo, As и Sb. Считается, что восходящие флюиды

способствуют переносу не только Mo, As и Sb, но также и других элементов (например, U, Cr, V, Ni, Co, Cu, Zn, Pb), что приводит к обогащению карбонатов и этими элементами тоже (Tribovillard et al., 2013). В исследованных карбонатах наблюдается сильное обогащение ураном и слабое обогащение кобальтом. Таким образом, (i) обогащение U и Co, (ii) низкие значения (Mo/U)EF и (iii) отсутствие корреляции между содержаниями Fe, Mn и Mo, As, Sb указывают на то, что восходящие метаноносные флюиды сыграли решающую роль в обогащении изученных карбонатов As, Mo, Sb, U, Co на континентальном склоне моря Лаптевых. Однако дополнительный вклад за счёт сорбционного поглощения оксигидроксидами Fe и Mn исключать не следует.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (гранты № 21-77-00033 и 23-77-10002).

Список литературы

1. Bates N.R., Mathis J.T., Cooper L.W. Ocean acidification and biologically induced seasonality of carbonate mineral saturation states in the western Arctic Ocean // *Journal of Geophysical Research*. 2009. 114. C11007. <https://doi.org/10.1029/2008JC004862>.
2. Bayon G., Henderson G.M., Bohn M. U–Th stratigraphy of a cold seep carbonate crust // *Chemical Geology*. 2009. V. 260. P. 47–56. <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2008.11.020>.
3. Guinotte J.M., Fabry V.J. Ocean acidification and its potential effects on marine ecosystems // *Annals of the New York Academy of Sciences*. 2008. 1134. P. 320–342. <https://doi.org/10.1196/ANNALS.1439.013>.
4. Han X., Suess E., Liebetrau V., Eisenhauer A., & Huang Y. Past methane release events and environmental conditions at the upper continental slope of the South China Sea: constraints by seep carbonates // *International Journal of Earth Sciences*. 2014. V. 103. № 7. P. 1873–1887.
5. Himmler T., Sahy D., Martma T., Bohrmann G., Plaza-Faverola A., Bünz S., Condon D.J., Knies J., Lepland A. A 160,000-year-old history of tectonically controlled methane seepage in the Arctic // *Science Advances*. 2019. V. 5 https://doi.org/10.1126/SCIADV.AAW1450/SUPPL_FILE/AAW1450_SM.PDF.
6. Kravchishina M.D., Lein A.Y., Flint M.V., Baranov B.V., Miroshnikov A.Y., Dubinina E.O., Dara O.M., Boev A.G., Savvichev A.S. Methane-derived authigenic carbonates on the seafloor of the Laptev Sea shelf // *Frontiers in Marine Science*. 2021. V. 8. <https://doi.org/10.3389/fmars.2021.690304>.
7. Lee D.H., Kim J.H., Lee Y.M., Bayon G., Kim D., Joe Y.J., Wang X., Shin K.H., Jin Y.K. Metalloenzyme signatures in authigenic carbonates from the Chukchi Borderlands in the western Arctic Ocean // *Scientific Reports*. 2022. V. 12. № 1. P. 1–15. <https://doi.org/10.1038/s41598-022-21184-6>.
8. Mazzini A., Svensen H.H., Planke S., Forsberg C.F., Tjelta T.I. Pockmarks and methanogenic carbonates above the giant Troll gas field in the Norwegian North Sea // *Marine Geology*. 2016. V. 373. P. 26–38. <https://doi.org/10.1016/j.margeo.2015.12.012>.
9. Schier K., Himmler T., Lepland A., Kraemer D., Schonenberger J., Bau M. Insights into the REY inventory of seep carbonates from the Northern Norwegian margin using geochemical screening // *Chemical Geology*. 2021. V. 559. 119857 <https://doi.org/10.1016/J.CHEMGEO.2020.119857>.
10. Schubert C.J., Nurnberg D., Scheele N., Pauer F., Kriewis M. ¹³C isotope depletion in ikaite crystals: evidence for methane release from the Siberian shelves? // *Geo-Marine Letters*. 1997. V. 17. P. 169–174. <https://doi.org/10.1007/S003670050023>.
11. Smrzka D., Feng D., Himmler T., Zwicker J., Hu Y., Monien P., Tribovillard N., Chen D., Peckmann J. Trace elements in methane-seep carbonates: Potentials, limitations, and perspectives // *Earth-Science Reviews*. 2020. V. 208. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2020.103263>.
12. Thiagarajan N., Cr'emi'ere A., Blattler C., Lepland A., Kirsimae K., Higgins J., Brunstad H., Eiler J. Stable and clumped isotope characterization of authigenic carbonates in methane cold seep environments // *Geochimica and Cosmochimica Acta*. 2020. V. 279. P. 204–219. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2020.03.015>.
13. Tong H., Feng D., Cheng H., Yang S., Wang H., Min A.G., Edwards R.L., Chen Z., Chen, D. Authigenic carbonates from seeps on the northern continental slope of the South China Sea: New insights into fluid sources and geochronology // *Marine and Petroleum Geology*. 2013. V. 43. P. 260–271. <https://doi.org/10.1016/j.marpetgeo.2013.01.011>.
14. Tribovillard N., du Châtelet E.A., Gay A., Barbecot F., Sansjofre P., Potdevin J.L. Geochemistry of cold seepage-impacted sediments: Per-ascensum or per-descensum trace metal enrichment? // *Chemical Geology*. 2013. V. 340. P. 1–12. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.12.012>.

РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫЕ ЭЛЕМЕНТЫ В ДОННЫХ ОСАДКАХ ШЕЛЬФА МОРЯ ЛАПТЕВЫХ

Рубан А.С., Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, г. Томск, ruban@mail.ru

Высокая сохранность редкоземельных элементов (РЗЭ) в процессе осадконакопления делает их весьма полезным геохимическим инструментом при изучении морских осадков, позволяющим анализировать условия седиментации и диагенеза, оценивать источники поступления осадочного материала, а также проследивать палеоэкологические и климатические изменения (Fangjian et al., 2011; Jung et al., 2012; Liu et al., 2021). Это связано с тем, что содержание РЗЭ в морских осадках в первую очередь зависит от генетических свойств осадочного материала, степени химического выветривания, гранулометрического состава донных осадков, а также содержания биогенного материала (Lee et al., 2008; Xu et al., 2009). В этой работе мы приводим данные о пространственном и вертикальном распределении РЗЭ в донных осадках шельфа моря Лаптевых. В пробах поверхностных и керновых осадков были определены валовые содержания РЗЭ, минеральные формы их нахождения и гранулометрический состав.

Фактическим материалом для исследования послужили пробы поверхностных донных осадков, а также три коротких керна длиной до 30 см, отобранные на шельфе моря Лаптевых. В данной работе мы разделяем восточную часть Лаптевоморского шельфа на три отдельные зоны: внутреннюю, среднюю и внешнюю. Концентрации РЗЭ определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ИСП-МС). Гранулометрический анализ выполнялся на лазерном дифракционном анализаторе. Идентификация РЗЭ-содержащих минералов проводилась с помощью сканирующей электронной микроскопии и энергодисперсионного рентгеновского анализа. Концентрации редкоземельных элементов нормировались на североамериканский сланец (NASC; Gromet et al., 1984).

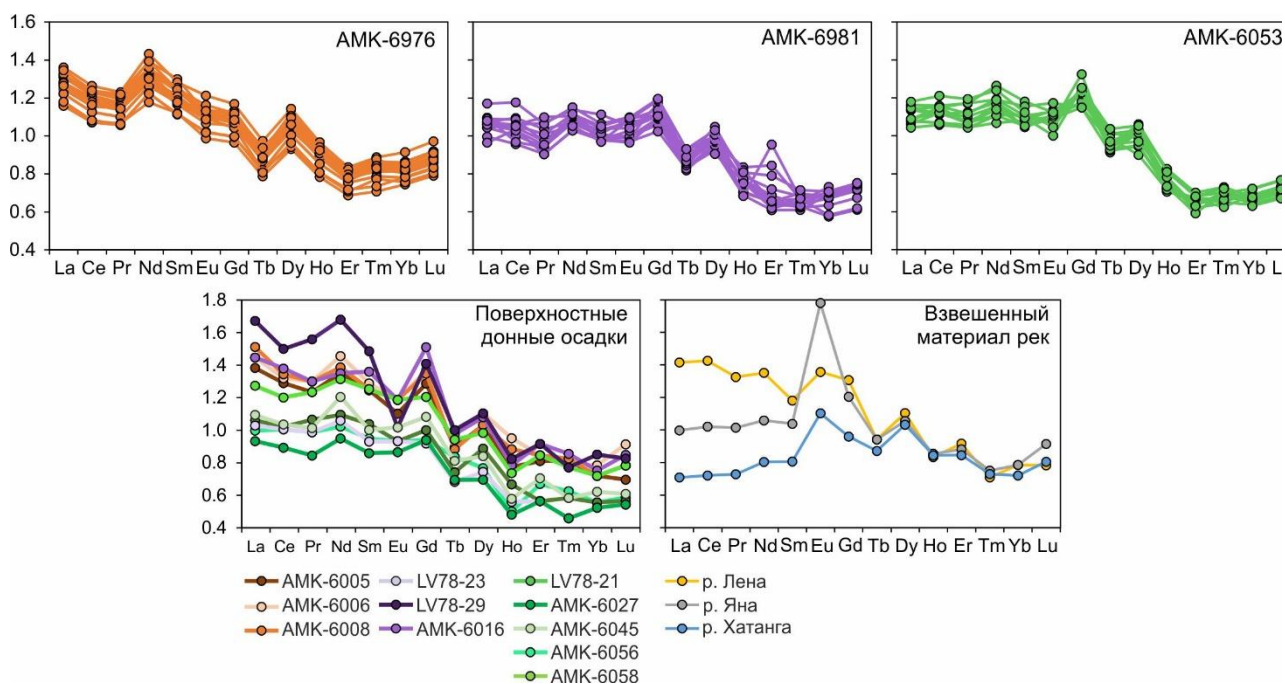


Рис. 1. NASC-нормированная структура РЗЭ изученных керновых и поверхностных донных осадках, а также взвешенного материала крупнейших рек, впадающих в море Лаптевых (Rachold, 1999).

В изученных образцах донных осадков, представленных в основном алевритами, содержание РЗЭ варьирует от 139 ppm до 239 ppm. В целом для осадков характерно отсутствие аномалий Ce и Eu, однако в прибрежных и некоторых керновых пробах наблюдается слабое или умеренное обеднение Eu. Донные осадки внутреннего шельфа восточной части моря Лаптевых характеризуются обогащением легких РЗЭ (ЛРЗЭ) и слабым дефицитом тяжелых

РЗЭ (ТРЗЭ) за исключением Dy. Нормированные по NASC параметры фракционирования РЗЭ сходны по всей длине керна с внутреннего шельфа (рис. 1), что свидетельствует об одном и том же источнике осадочного материала. Спектры распределения РЗЭ в изученных поверхностных и керновых отложениях внутренней зоны шельфа и среднее значение отношения ЛРЗЭ/ТРЗЭ практически идентичны таковым для взвешенного материала р. Лена. Изученные отложения средней зоны шельфа имеют довольно неравномерное распределение РЗЭ, что может объясняться не только разной удаленностью от береговой линии и дельты р. Лены, но и смешением осадочного материала из нескольких источников. Максимальная концентрация РЗЭ среди всех изученных образцов обнаружена в образце, отобранном у побережья Новосибирских островов. Очевидно, что сложенные ледовым комплексом Новосибирские острова (Grigoriev et al., 2009), являются дополнительным источником осадочного материала, поступающего на средний и внешний шельф восточной части моря Лаптевых. Термическая эрозия способствует денудации ледового комплекса и поступлению материала в прибрежную зону, откуда он впоследствии может переноситься морскими течениями. Несмотря на относительно близкое расположение станций отбора проб, осадки внешнего шельфа характеризуются большим разбросом концентраций РЗЭ (от 139 ppm до 190 ppm). Однако все изученные образцы поверхностных осадков имеют близкие значения $(La/Yb)_N$, $(Gd/Yb)_N$, $(La/Lu)_N$, ЛРЗЭ/ТРЗЭ, Ce/Ce^* , Eu/Eu^* , которые близки к таковым во взвешенном материале р. Лена. Это позволяет предположить, что одним из основных источников РЗЭ в отложениях внешней зоны восточного ЛСС является взвешенный материал р. Лены, который переносится туда Трансполярным Дрейфом (Polyak et al., 2010).

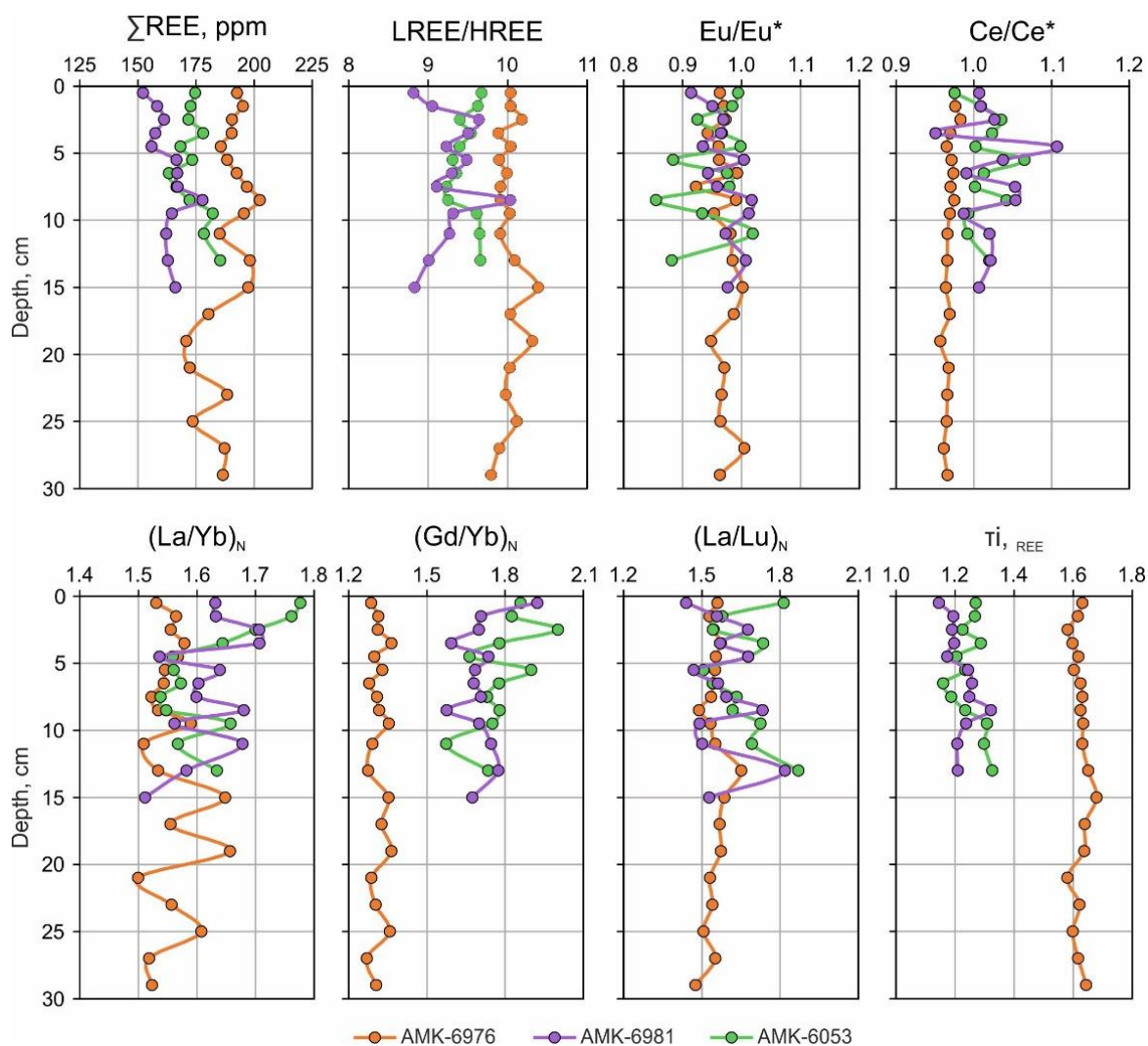


Рис. 2. Вертикальная изменчивость параметров фракционирования РЗЭ в изученных кернах донных осадков.

Корреляционный анализ показывает устойчивую положительную связь между суммарным содержанием РЗЭ и Al, K, Ti, V, Cr, Zr, Hf, Th. Очевидно, что корреляция между РЗЭ и Ti, V, Cr, Zr, Hf, Th обусловлена присутствием РЗЭ в качестве примеси в таких тяжелых минералах, как ильменит, циркон, титанит и др. В то же время корреляция с Al и K может свидетельствовать о том, что РЗЭ адсорбируется на Al- и K-содержащих глинистых минералах или входит в их состав. Концентрации отдельных РЗЭ в поверхностных и керновых осадках внутреннего шельфа значительно коррелируют между собой ($r > 0,7$), что отражает совместную миграцию РЗЭ. Однако в ядрах среднего и внешнего шельфа значимая корреляция наблюдается только между некоторыми отдельными РЗЭ. Это наблюдение также может подтверждать предположение о том, что на средний и внешний шельф осадочный материал поступает из нескольких источников, вклад которых меняется в течение периода осадконакопления.

Работа выполнена при финансовой поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № FSWW-2023-0010).

Список литературы

1. Fangjian X.U., Anchun L.I., Tiegang L.I., Kehui X.U., Shiyue C. Rare earth element geochemistry in the inner shelf of the East China Sea and its implication to sediment provenances // Journal of Rare Earths. 2011. V. 29. № 7. P. 702–709. [https://doi.org/10.1016/S1002-0721\(10\)60526-1](https://doi.org/10.1016/S1002-0721(10)60526-1)
2. Grigoriev M.N., Kunitsky V.V., Chzhan R.V., Shepelev V.V. On the variation in geocryological, landscape and hydrological conditions in the Arctic zone of East Siberia in connection with climate warming // Geography and Natural Resources. 2009. V. 30. № 2. P. 101–106. <https://doi.org/10.1016/j.gnr.2009.06.002>
3. Gromet L. P., Haskin L. A., Korotev R. L., Dymek R. F. The “North American shale composite”: Its compilation, major and trace element characteristics // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1984. V. 8. № 12. P. 2469–2482. [https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037\(84\)90298-9](https://doi.org/https://doi.org/10.1016/0016-7037(84)90298-9)
4. Jung H., Lim D., Choi J., Yoo H., Rho K., Lee H. Rare earth element compositions of core sediments from the shelf of the South Sea, Korea: Their controls and origins // Continental Shelf Research. 2012. V. 48. P. 75–86. <https://doi.org/10.1016/j.csr.2012.08.008>
5. Lee S.-G., Kim J.-K., Yang D.-Y., Kim J.-Y. Rare earth element geochemistry and Nd isotope composition of stream sediments, south Han River drainage basin, Korea // Quaternary International. 2008. V. 176–177. P. 121–134. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.quaint.2007.05.012>
6. Liu H., Guo H., Pourret O., Wang Z., Sun Z., Zhang W., Liu M. Distribution of rare earth elements in sediments of the North China Plain: A probe of sedimentation process // Applied Geochemistry. 2021. V. 134. P. 105089. <https://doi.org/10.1016/j.apgeochem.2021.105089>
7. Polyak L., Alley R.B., Andrews J.T., Brigham-Grette J., Cronin T.M., Darby D.A., Dyke A.S., Fitzpatrick J.J., Funder S., Holland M., Jennings A.E., Miller G.H., O'Regan M., Savelle J., Serreze M., St. John K., White J. W.C., Wolff E. History of sea ice in the Arctic // Quaternary Science Reviews. 2010. V. 29. P. 1757–1778. <https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2010.02.010>
8. Rachold V. Major, Trace and Rare Earth Element Geochemistry of Suspended Particulate Material of East Siberian Rivers Draining to the Arctic Ocean. Land-Ocean Systems in the Siberian Arctic, 1999. P. 199–222. https://doi.org/10.1007/978-3-642-60134-7_20
9. Xu Z., Lim D., Choi J. Rare earth elements in bottom sediments of major rivers around the Yellow Sea: implications for sediment provenance // Geo-Marine Letters. 2009. P. 291–300. <https://doi.org/10.1007/s00367-009-0142-x>

ИССЛЕДОВАНИЕ ВЗАИМОДЕЙСТВИЯ ГЛАУКОНИТА С РАСТВОРОМ КАРБАМИДА: АДСОРБЦИЯ И ИНТЕРКАЛЯЦИЯ АЗОТНЫХ ВЕЩЕСТВ

Рудмин М.А.¹, Максимов П.Н.¹, Даси Э.¹

¹ Томский политехнический университет, г. Томск, rudminma@tpu.ru, yakutprosh@gmail.com, de01@tpu.ru

Глауконит – калий- и железосодержащий диоктаэдрический филлосилликат часто с глобулярной, пеллетовой морфологией зёрен (Drits, 1997; Odin and Matter, 1981), который за счёт химического состава, ионно-обменных свойств, экономически доступного распространения среди осадочных формаций и некоторых других характеристик (Karimi et al., 2012; McRae, 1972), изучается и апробируется как полифункциональное сырьё для создания удобрений (Rudmin et al., 2020, 2019, 2018). В последние годы к современным комплексным удобрениям всё чаще относят так называемые удобрения контролируемого действия (или control-released fertilisers, CRF), то есть добавки в почвы, которые могут обеспечивать

«адресную» доставку макро- или микронутриентов (питательных веществ) растениям (Chakraborty et al., 2023; Sharma, 1979). Для создания CRF используются различные синтетические, органо-синтетические, минеральные, органо-минеральные, органо-синтетически-минеральные и пр. моно- и поли-вещества. Как правило ключевая функция этих веществ – обеспечить оболочку (или мембрану), через которую будут дозировано или хотя бы пролонгировано диффундировать питательные элементы в почву. Азот, калий и фосфор – это главные питательные вещества для роста и развития сельскохозяйственных культур. Слоистые и реже каркасные минералы (Borges et al., 2017; Rashidzadeh and Olad, 2014; Рудмин и др., 2021) изучаются в повестке задач создания и улучшения современных удобрений.

Целью авторской работы является экспериментальное исследование механизмов адсорбции и интеркаляции карбамида как легкоусвояемого питательного вещества при взаимодействии его растворов с природными глобулями глауконита. В этом изыскание преследовалась идея задействовать глобулярный глауконит (концентрат Каринского месторождения, Южный Урал) как материал для оболочки карбамида (источник азота), который параллельно будет также выступать источником доступного калия. Полученные материалы на основе глауконита (далее нанокомпозиты) были исследованы при помощи следующего набора основных методов: рентгенодифракционный анализ (РДА), просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ) с локальной электронной дифракцией, инфракрасная спектроскопия (ИК-спектроскопия), синхронный термогравиметрический и дифференциальный термический анализ с масс-спектрометрией (ТГ-ДТА-МС), сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализом (СЭМ-ЭДС), лабораторные опыты по вымыванию почвы и по выращиванию растений.

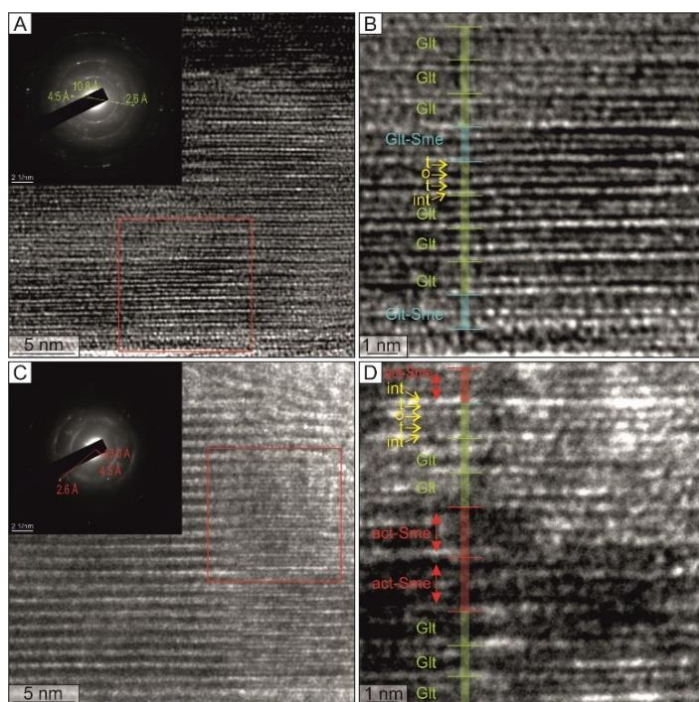


Рис. 1. Снимки высокого разрешения ПЭМ и картины локальной электронной дифракции (А, В) исходного глауконита и (С, D) активированного нанокомпозита. На снимке максимального увеличения (D) показано изменение структуры смектитовых слоёв в глауконите в нанокомпозите за счёт расширения межслоевого пространства и кристаллического пакета. Glt – глауконитовые кристаллические слои, Glt-Sme – смектитовые слои в глауконите, act-Sme – интеркалированные азотом слои смектита в глауконите; t – тетраэдрическая сетка, o – октаэдрическая сетка, int – межслоевой промежуток.

Примерное количество азотсодержащих веществ, внедрённых в структуру минерала в активированных нанокомпозитах, было определено по смещению первого базального рефлекса до 17.0 Å на диаграммах РДА (Rudmin et al., 2023), изменениям межплоскостных расстояний на снимках ПЭМ (рис. 1) и потерям массы в диапазоне 325-590 °С, сопровождающейся сигналами ион-токов продуктов разложения карбамида и других азотных ионов по данным ТГ-ДТА-МС. При увеличении концентрации азота в растворе содержание интеркалированного азота возрастает до 8.0%, при этом максимум не превышает предварительно оцененное количество смектитовых слоёв в глауконите (Rudmin et al., 2023). Это в свою очередь подчёркивает роль межплоскостных пространств смектитов в составе глауконита. Интеркаляция, возможно, связана с ионным обменом исходного минерала, в составе которого присутствовал смектит. Предполагается, что это встречно диффузионный обмен между межплоскостными катионами

Ca, Na и преимущественно аммонием. В итоге в нанокompозитах почти не обнаруживается Ca и Na на поверхности микрочешуек глауконита при в целом стабильном составе тетраэдрических и октаэдрических позиций.

Адсорбированные азотные соединения в мезопорах минеральных частиц идентифицируются по ИК-пикам, потерям массы и ионам, детектируемым в различных температурных интервалах. Глауконит характеризуется микро-чешуйчатой внутренней морфологией, что является его постоянной особенностью. Однако глауконит именно Каринского месторождения имеет ещё одну морфологическую специфику – «приповерхностный» микрослой в глобулях с ортогонально ориентированными к поверхности и параллельно ориентированными друг к другу микрочешуйками. Увеличение содержания азота в этом слое указывает на его отличные фильтрационные свойства. Как один из вариантов объяснения данного наблюдения, можно предположить, что карбамид проникает в глауконит, начиная с этого слоя, далее распределяясь в основной (внутренней или «ядерной») части минерала. Большая часть азота в приповерхностном слое по сравнению с основной частью указывает на более интенсивное впитывание азота, за счёт сообщающегося характера макро- или мезопор.

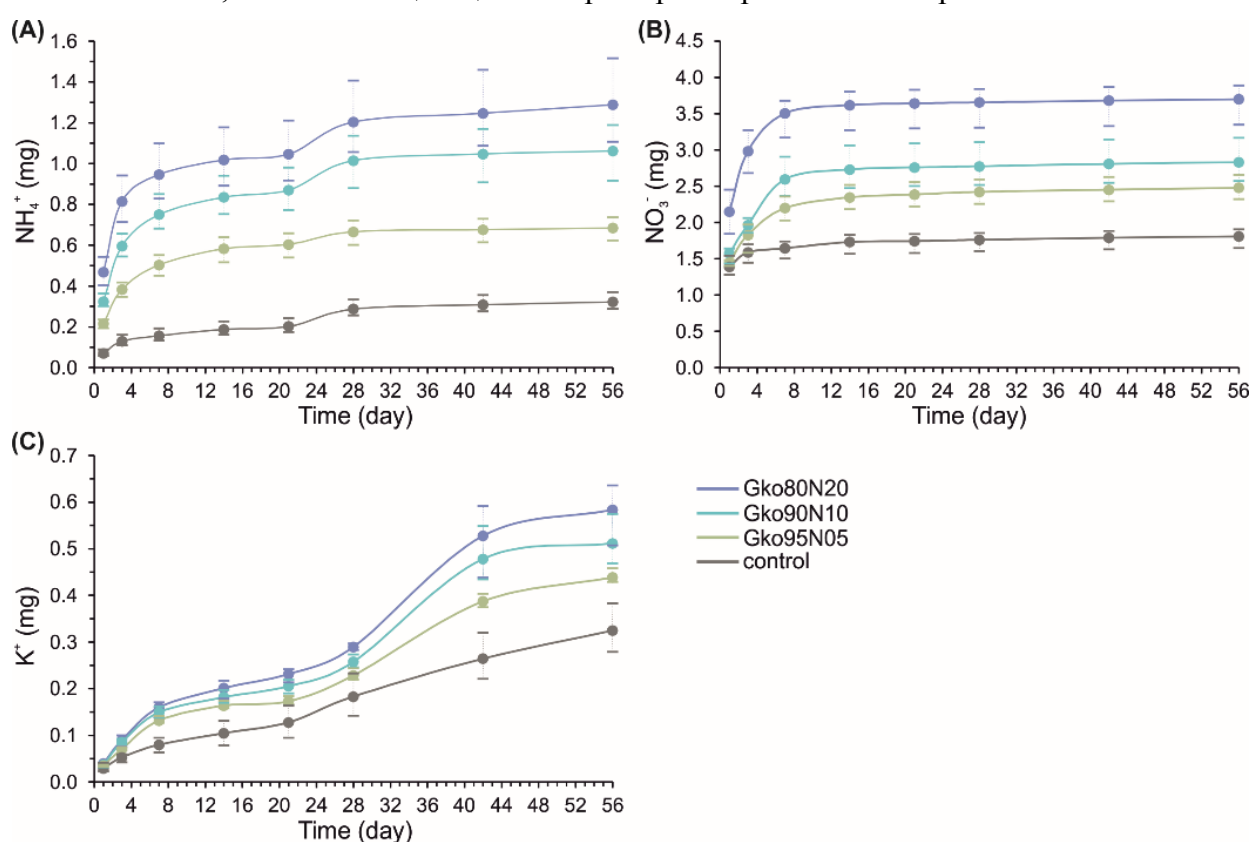


Рис. 2. Кумулятивные кривые динамики аммония (А), нитратов (В) и калия (С) из нанокompозитов в сравнении с контрольной ячейкой без нанокompозитов по результатам лабораторных тестов. Штрихи указывают на минимальные и максимальные кумулятивные значения.

Пошаговая динамика высвобождения нутриентов (рис. 2) свидетельствует о различных формах и характерах их взаимодействия с минеральными поверхностями в нанокompозитах. Легкоусвояемые формы связаны с адсорбированными веществами в макропорах, которые удаляются из нанокompозитов в первые этапы (до 21 дня для аммония и до 7го дня для нитратов). Далее происходит высвобождение адсорбированного аммония из мезопорового пространства в интервале (до 28го дня). удаляется После задействуется интеркалированная часть аммония из межслоевого пространства минерала. Поэтапная кинетика высвобождения нутриентов, особенно аммония и калия, подтверждает двойное позитивное функционирование слоистого глауконита в нанокompозитах – в качестве ингибитора нутриентов и как источника калия.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 22-77-10002.

Список литературы

1. Рудмин М. А. и др. Монтмориллонит как перспективный композитный минерал для создания современных удобрений пролонгированного действия // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 1. С. 14–22.
2. Borges R. et al. Design and Kinetic Study of Sustainable Potential Slow-Release Fertilizer Obtained by Mechanochemical Activation of Clay Minerals and Potassium Monohydrogen Phosphate // Industrial & Engineering Chemistry Research. 2017. Т. 56. № 3. С. 708–716.
3. Chakraborty R. et al. Nanocomposite-based smart fertilizers: A boon to agricultural and environmental sustainability // Science of The Total Environment. 2023. Т. 863. С. 160859.
4. Drits V. A. Isomorphous Cation Distribution in Celadonites, Glauconites and Fe-illites Determined by Infrared, Mössbauer and EXAFS Spectroscopies // Clay Minerals. 1997. Т. 32. № 2. С. 153–179.
5. Karimi E. et al. The potential of glauconitic sandstone as a potassium fertilizer for olive plants // Archives of Agronomy and Soil Science. 2012. Т. 58. № 9. С. 983–993.
6. McRae S. G. Glauconite // Earth-Science Reviews. 1972. Т. 8. № 4. С. 397–440.
7. Odin G. S., Matter A. De glauconiarum origine // Sedimentology. 1981. Т. 28. С. 611–641.
8. Rashidzadeh A., Olad A. Slow-released NPK fertilizer encapsulated by NaAlg-g-poly(AA-co-AAm)/MMT superabsorbent nanocomposite // Carbohydrate Polymers. 2014. Т. 114. С. 269–278.
9. Rudmin M. et al. Roasting-leaching experiments on glauconitic rocks of Bakchar ironstone deposit (Western Siberia) for evaluation their fertilizer potential // Applied Clay Science. 2018. Т. 162. С. 121–128.
10. Rudmin M. et al. An investigation of plant growth by the addition of glauconitic fertilizer // Applied Clay Science. 2019. Т. 180. С. 1–8.
11. Rudmin M., Banerjee S., Makarov B. Evaluation of the Effects of the Application of Glauconitic Fertilizer on Oat Development: A Two-Year Field-Based Investigation // Agronomy. 2020. Т. 10. № 6. С. 872.
12. Rudmin M. et al. Intercalation of carbamide to globular glauconite by chemical processing for the creation of slow-release nanocomposites // Applied Clay Science. 2023. Т. 243. С. 107075.
13. Sharma G. C. Controlled-release fertilizers and horticultural applications // Scientia Horticulturae. 1979. Т. 11. № 2. С. 107–129.

**ГЛАУКОНИТ КАК ОСНОВНОЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ
ДЛЯ ПОЛИФУНКЦИОНАЛЬНЫХ КОМПЛЕКСНЫХ УДОБРЕНИЙ:
ПОДГОТОВКА, ХАРАКТЕРИСТИКА И ПРИМЕНЕНИЕ**

Рудмин М.А.¹, Максимов П.Н.¹, Хитрин И.¹

¹ Томский политехнический университет, г. Томск, rudminma@tpu.ru, yakutprosh@gmail.com

К полифункциональным комплексным удобрениям относятся удобрения контролируемого (или «адресного» или «умного») действия, принятые под сокращением «CRF» (control-released fertilisers) в зарубежной литературе (Duan et al., 2023; Fu et al., 2018; Lawrencía et al., 2021). Сегодня этим композитным веществам посвящено множество научных исследований, многие из которых используют различные материалы для достижения контролируемого действия основных нутриентов (как правило азота). К числу востребованных материалов для синтеза CRF причисляются распространенные и экологически безопасные минералы, такие как филлосиликаты (сметиты, глауконит, каолинит, вермикулит) или цеолиты (Ni et al., 2011; Rudmin et al., 2020; Wu et al., 2003). Они используются для внутренней адсорбции (включая интеркаляцию в кристаллическую структуру) нутриентов (например карбамида) и их последующей пролонгированной диффузии в почву к корням растений. В сравнительно недавнее время глауконит зарекомендовал себя как высокоперспективный минерал для производства современных удобрений (Rudmin et al., 2023, 2022, 2019). Однако в аспекте промышленного использования остаются открытыми вопросы конечных форм минерального продукта, а именно их гранулирования для автоматического внесения в полевых условиях и долгосрочного хранения. Данное исследование преследует задачи подойти к ответам на выше поставленные вопросы. Цель представляемых научных изысканий заключается в тестировании различных вариантов связующих реагентов при гранулирование предварительно активированных нанокомпозитов, подготовленных из смесей глауконит-мочевина с несколькими формами адсорбированного азота, для поиска факторов контроля над морфологическим и прочностными характеристиками создаваемых минеральных продуктов.

В исследовании используется глауконитовый концентрат (85% глауконита, 15% кварца и полевых шпатов) Каринского месторождения (Россия). В качестве основного нутриента – мочевины в твердом виде с содержанием азота около 46 вес. %. Предварительная механохимическая активация в кольцевой мельнице выполнялась в течении 30 мин для смеси глауконита и мочевины с массовым соотношением 80:20. В результате активации получался мелкодисперсный материал – активированный нанокомпозит. Гранулирование выполнялось с использованием различных растворов на миксер-грануляторе. В экспериментах в качестве связующих растворов использовались следующие: (а) 100% вода, (б) вода с 50% карбамида и (в) карбамидный гель-концентрат. Полученные гранулированные нанокомпозиты имели следующие кодировки: Gk80N20rm30W100, Gk80N20rm30W50N50 и Gk80N20rm30N100, соответственно. Характеристика результирующих потенциальных удобрений на минеральной основе выполнялась с использованием следующих методов: инфракрасная спектроскопия (ИК), рентгенодифракционный анализ (РДА), сканирующая электронная микроскопия с энергодисперсионным анализом (СЭМ-ЭДС), гранулометрический анализ.

На рентгеновских дифрактограммах (рис. 1) нанокомпозиты имеют характерные базальные рефлексы для глауконита, кварца, альбита и мочевины. В области высоких межплоскостных расстояний фиксируется смещение базального рефлекса 001 с 10.2 до 17.0 Å, указывающее на расширение кристаллического пакета минерала.

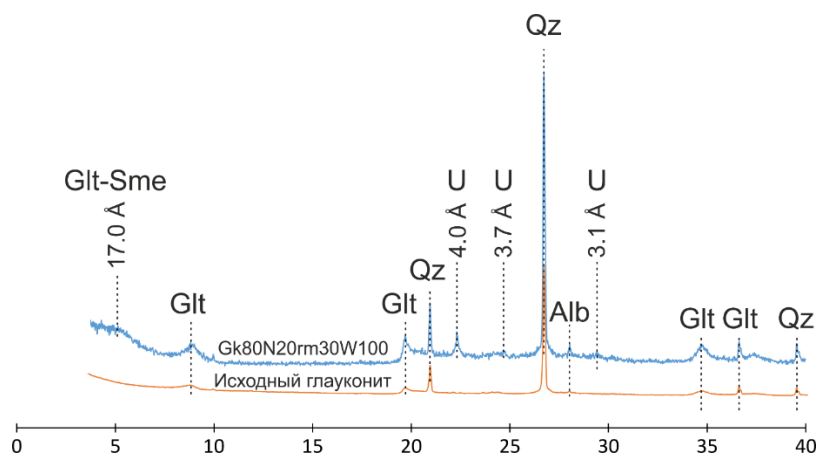


Рис. 1. Рентгеновская дифрактограмма нанокомпозита Gk80N20rm30W100. Glt – глауконит; Qz – кварц; Alb – альбит; U – мочевины.

На ЭДС-спектрах минеральных частиц отмечается наличие азота, что согласуется с данными РДА. Наличие адсорбированных азотных веществ подтверждается на СЭМ снимках и по данным ИК-спектроскопии (рис. 2) по следующим пикам (в 1/см): 1155 (NH_2), 1456 (NH_4^+), 1624 (NH_2), 1670 (NH), 3345 (NH) и 3447 (NH_2). И здесь принципиально важно, что гранулирование с использованием различных связующих веществ не привело к заметным изменениям на РДА диаграммах или сдвигам пиков валентных и деформационных ИК-колебаний нанокомпозитов.

Подготовка результирующих минеральных продуктов под действием центробежной силы с различными связующими позволила получить гранулы округлой формы с прочным сцеплением между частицами предварительно активированных минеральных нанокомпозитов. По мере введения связующего вещества благодаря адсорбционным свойствам глауконита на поверхности частиц образуются прослойки жидкости, что приводит к их слияниям (первичная агломерация). В дальнейшем по мере заполнения пустых пор связующим веществом, на поверхности первично связанных гранул действуют капиллярные силы и силы поверхностного натяжения, что в конечном приводит дальнейшей агломерации частиц.

В ходе исследования было установлено, что применение различных растворов способствует формированию гранул с разными размерами и обволакивающими пленками. Доля размерной фракции (-1) мм при растворе 100% воды составляет 33.6%, что на 4.1 % больше, чем с использованием 50%-го карбамидного раствора и на 12.9% более чем с

использованием 100%-го карбамидного раствора. Доля размерной фракции (-4+2) мм увеличивается до 41.2% при использовании 100%-го карбамида, что может быть рекомендовано для механической сеялок, требующих повышенного размера гранул и/или агрокультур, которым необходима предварительная подпитка азота на первых этапах вегетации. За счёт повышенной адсорбции карбамида с глауконитом агрегирование частиц реализуется более эффективно.

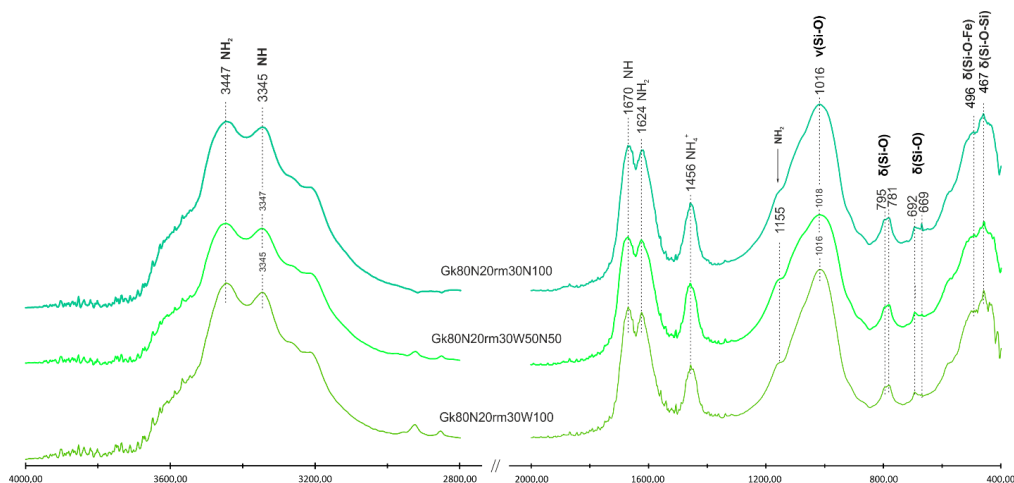


Рис. 2. ИК-спектры гранулированных нанокомпозитов.

Другой особенностью гранулированных нанокомпозитов является тонкая, оболочивающая плёнка на поверхности минеральных частиц. При гранулировании с использованием 100%-го карбамида поверхности агрегированных частиц образуется микрослой с аморфной мочевиной. Толщина этого слоя прямо пропорциональна концентрации карбамида в связующем растворе. Контроль за толщиной этой оболочки из мочевины будет определять требуемое количество быстро высвобождаемого азота из удобрений. Однако, глауконит как экономически доступный и экологически безопасный минерал в созданных гранулированных удобрениях, имеет несколько ключевых функций: (1) источник калия с пролонгированным эффектом, (2) ингибитор высвобождения азотных нутриентов (адсорбированных и интеркалированных при механохимической активации), (3) эффективный агрегатор за счёт высокой площади удельной поверхности минеральных частиц.

Работа выполнена в рамках гранта Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых № МК-1825.2022.1.5.

Список литературы

1. Duan Q. et al. Fabrication, evaluation methodologies and models of slow-release fertilizers: A review // *Industrial Crops and Products*. 2023. V. 192. № December 2022. P. 1–22.
2. Fu J. et al. Classification research and types of slow controlled release fertilizers (SRFs) used - a review // *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 2018. V. 49. № 17. P. 2219–2230.
3. Lawrencia D. et al. Controlled Release Fertilizers: A Review on Coating Materials and Mechanism of Release // *Plants*. 2021. V. 10. № 2. P. 238.
4. Ni B. et al. Environmentally Friendly Slow-Release Nitrogen Fertilizer // *Journal of Agricultural and Food Chemistry*. 2011. V. 59. № 18. P. 10169–10175.
5. Rudmin M. et al. Mechanochemical Preparation of Slow Release Fertilizer Based on Glauconite–Urea Complexes // *Minerals*. 2019. V. 9. № 9. P. 507.
6. Rudmin M. et al. Formulation of a slow-release fertilizer by mechanical activation of smectite/glauconite and urea mixtures // *Applied Clay Science*. 2020. V. 196. P. 105775.
7. Rudmin M. et al. Glauconite-Urea Nanocomposites As Polyfunctional Controlled-Release Fertilizers // *Journal of Soil Science and Plant Nutrition*. 2022. V. 22. № 4. P. 4035–4046.
8. Rudmin M. et al. Intercalation of carbamide to globular glauconite by chemical processing for the creation of slow-release nanocomposites // *Applied Clay Science*. 2023. V. 243. P. 107075.
9. Wu J. et al. Study on starch-graft-acrylamide/mineral powder superabsorbent composite // *Polymer*. 2003. V. 44. № 21. P. 6513–6520.

ИССЛЕДОВАНИЕ ЦИКЛОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ В ЗАПАДНО-СИБИРСКОМ БАСЕЙНЕ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ

Рудмин М.А.¹, Новгородцева К.В.¹

¹ Томский политехнический университет, г. Томск, rudminma@tpu.ru

Эта работа посвящена детальному исследованию фациальных условий формирования верхнемеловых и палеогеновых ооидовых железняков Западной Сибири на примере Бакчарского месторождения с целью определения циклов рудообразующих интервалов. Фанерозойские железняки – это осадочные отложения с повышенной долей железа в виде аутигенных минералов зачастую имеющих ооидовую, пелоидовую или онкоидную структуру (Kimberley, 1979). Существует несколько теорий о ключевых геологических процессах, приводящих к интенсивному и долгосрочному накоплению бассейнов ооидовых железняков (Kimberley, 1994; Rudmin et al., 2019; Young, 1989). Загадочной особенностью этих осадочных толщ является достаточно специфичная ассоциация аутигенных минералов, которые формируются в различных физико-химических условиях (Rudmin et al., 2022b). Как правило многие ооиды состоят из гетита, гетит-бертьерина (Rudmin et al., 2022a), гематита (Pufahl et al., 2020), сидерита (Maximov and Rudmin, 2023; Nekipelova et al., 2021) и пр., которые могут быть связаны карбонатным или лепидокроцитовым цементом, глинистым матриксом. Аутигенные формы – железистые ооиды, пелоиды, интракласты – в условиях морского дна могут быть переотложенными преимущественно в пределах шельфовой зоны. Поэтому важно учитывать различные морфологические черты аутигенных форм и терригенного материала для восстановления в детальном масштабе условий осадкообразования. Это позволит пролить свет на условия, в которых накапливаются и преобразуются железняковые осадки, так и предложить усовершенствованный петрографический и морфометрический подход для фациальных реконструкций хемогенных осадочных отложений.

Мел-палеогеновый Западно-Сибирский бассейн железняков распространен вдоль восточной части Западно-Сибирской плиты (рис. 1). На севере граница бассейна находится за полярным кругом в районе нижнего течения р. Турухан (приток р. Енисей), на юге прослежен до озера Кулундинское (Республика Алтай). Бассейн железняков включает богатые железом прибрежно-морские осадочные толщи верхнего мела и палеогена (Белоус и др., 1964), которые относятся к ипатовской (коньяк-сантон), славгородской (кампан), ганькинской (маастрихт) и люлинворской (палеоцен-эоцен) свитам. По данным предшественников во всех месторождениях прослеживаются нарымский и колпашевский горизонты. Бакчарское месторождение (рис. 1) отличается дополнительным наличием одноименного горизонта (бакчарский горизонт) в подошве люлинворской свиты (рис. 1).

Для аналитических исследований использовались образцы из керна скважин с различных интервалов месторождения. Аналитические работы включали петрографический анализ (оптическая микроскопия), сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) с энергодисперсионным анализом (ЭДС), Рамановскую спектроскопию, лазерную абляцию с индуктивно-связанной плазмой (ЛА-ИСП). Важным методом в исследованиях является морфометрический анализ. Морфометрические показатели структуры осадочных пород измерялись на основе обработки петрографических снимков и СЭМ изображений, накопленных при разрешении изображения не ниже 2048 пикселей. Поле обзора шлифа для СЭМ снимка изменялось от 1 до 10 мм. Морфометрические показатели подразделялись на качественные и количественные. Качественные морфометрические показатели за исключением следов физического воздействия оценивались по шкале от 0 до 4, где 0 это отсутствие, 1 – 0-25%, 2 – 25-50%, 3 – 50-75%, 4 – 75-100%. Следы физического воздействия оценивались как «не отмечается» и «наблюдается», что соответствовало баллу 0 и 2, соответственно. Количественные показатели использовались как для оценки некоторых качественных показателей, например показателя соразмерность фракции ооидов с терригенной фракцией, так для определения преобладающего размера терригенной фракции. Количество измерений каждого показателя превышало 100. По каждому показателю в пробе

рассчитывались следующие статистические величины: минимум, максимум, среднее арифметическое, стандартное отклонение, первый квартиль, третий квартиль.

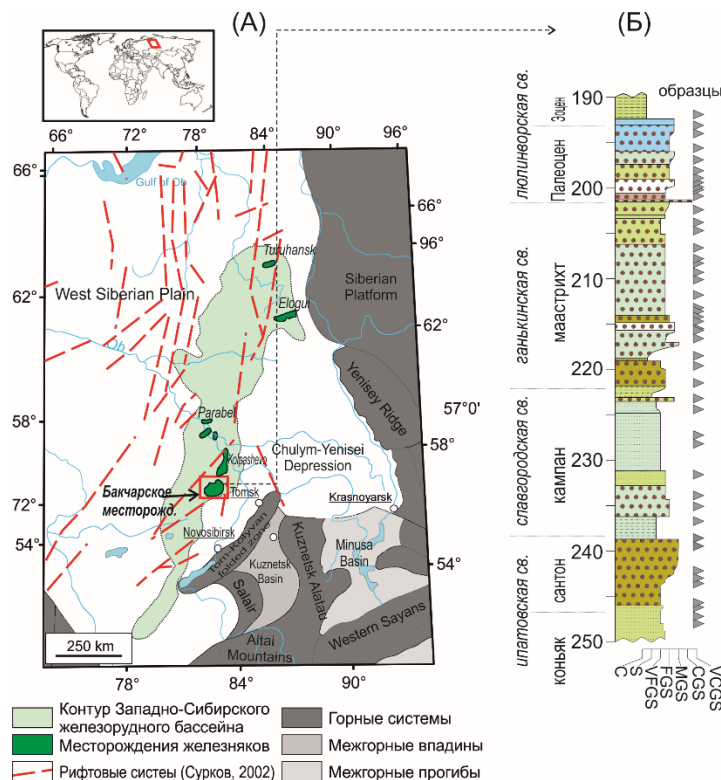


Рис. 1. (А) Карта расположения Бакcharского месторождения и Западно-Сибирского железорудного бассейна в России (взята из (Rudmin et al., 2022b)) с указанием рифтовых систем в Западной Сибири по (Surkov, 2002); (Б) репрезентативная литостратиграфическая колонка буровой скважины (модифицирована из (Rudmin et al., 2020, 2022b)) Бакcharского месторождения железистых со с stratиграфическими деталями и положением образцов.

Морфометрические показатели использовались для расчёта следующих кумулятивных значений. Индекс автохтонности высчитывался как доля ооидов в породе умноженная на сумму следующих показателей: доля однородных ооидов, соразмерность ооидов и терригенной фракции, соориентированность ооидов, наличие соориентированности ооидов с терригенной фракцией, следы инъекционного вращивания. Индекс параавтохтонности – как доля ооидов в породе умноженная на сумму следующих показателей: доля ооидов отличительных от однородных во фракции сфероидов, доля обломков ооидов во фракции сфероидов, доля интракластов во фракции сфероидов, наличие физического изменения.

Проведенные исследования позволили выявить следующие результаты. Литофации Бакcharского месторождения были разделены на две основные категории: обломочные (фации F1-F2) и хомогенные (фации F3-F6). Отложения в каждой категории были дополнительно подразделены на основе типа и мощности напластования, осадочных текстур и структур, минерального состава и пр. Такая классификация позволяет различать литофации, которые имеют схожие условия, но различные геохимические режимы морской воды и/или поровой воды. Накопление железняков Бакcharского месторождения происходило на фоне неоднократной смены условий седиментации от прибрежных до мелководно морских с различной биопродуктивностью и интенсивностью поступления как детритового материала, так и металлоносных растворов. Конфигурации форменных элементов (ооиды, пелоиды, интракласты) относительно аллотигенной фракции (кварц, полевые шпаты) позволяют детализировать устойчивость или перераспределение осадочного материала в фациях железняков Западно-Сибирского морского бассейна. Так предлагается считать, что максимумы накопления автохтонных ооидов указывают на периоды интенсивного поступления минерализованных растворов в определенных слоях месторождения. Во многих слоях месторождения автохтонные максимумы совпадают с периодами гипоксии морского

дна, выраженными в отклонении изотопного состава карбонатного углерода и кислорода (Rudmin et al., 2022b), редокс-чувствительными геохимическими прокси (Rudmin et al., 2020) и специфическими *in situ* минеральными ассоциациями (Rudmin et al., 2022b, 2018).

Количество и размеры аллотигенного материала, его форма и степень цементации, наличие детрита указывают на неоднократную смену условий осадконакопления от прибрежных (F1 и F3), шельфовых (F2 и F5, F6) до дистальных (F2, F4, F5). Как правило, отложения фации F4 и реже F3 включают наибольшее количество автохтонных максимумов в своих разрезах. Латерально фации прибрежных условий (F1, F3) сменяются по направлению от предполагаемой береговой линии, то есть в северо-западном направлении, на фацию песчано-глинистых отложений (F2). При этом на различных стратиграфических уровнях месторождения максимумы накопления хемогенных фаций связаны с двумя основными зонами: западной и восточной. Эти зоны выделяются по наличию фаций F3 и F4. Фация F3 сохранилась преимущественно в подошве люлинворской свиты (палеоцен). Фация F4 распространена в кровле ипатовской свиты (поздний сантон), в ганькинской свите (средний маастрихт) и в подошве люлинворской свиты (на границе палеоцен-эоцен), перекрывая слабо сцементированные железняки фации F1. Железняки фации F5 распространены на большую площадь относительно фаций F3 и F4. Они накапливались преимущественно в ганькинской свите (в течении маастрихта), когда на большей части месторождения был высокий уровень моря с умеренной биопродуктивностью. Глауконитовые породы фации F6 приурочены к кровле славгородской свиты (граница кампан-маастрихт), что предполагается было связано с максимальной биопродуктивностью шельфовой области.

Набор аллотигенных минералов, смена их ассоциации в разрезе месторождения и непостоянный возраст детритового циркона указывают на различные источники привноса терригенного материала в бассейн седиментации. С учётом предложений предшественников (Белоус и др., 1964) и полученных данных ближайшими кандидатами в качестве источников осадочного материала для бассейна Бакчарского месторождения в течении сантонского времени выступали пермь-триасовые интрузивные образования Томь-Колыванской складчатой зоны, Салаирской складчатой системы и Хмелевского прогиба, а в течении маастрихтского и палеоценового времени часть материала приносилась из палеозойских интрузивных образований Кузнецкого-Алатау. Выявленные разнородные потенциальные питающие провинции позволяют предполагать закономерное изменение аутигенных структур, минерального и химического состава железняков по мере их омоложения. Однако, в разрезе месторождения отмечается только циклическая смена аутигенных минеральных ассоциаций как включений, так и цемента отложений, которая также отражается в геохимическом облике соответствующих слоёв (Rudmin et al., 2022b).

Диагенетические минеральные ассоциации и некоторые изменения конфигураций и взаимоотношений ооидов могут отражать влияние постседиментационных процессов на осадочные толщи. К ним относятся: прожилковый или сплошной сидеритовый цемент (Rudmin et al., 2022b) в железняках фации F4, ассоциации сидеритового цемента с пирротинном или вюрцитом, следы инъекции ооидов друг в друга.

Чередование фации и связанных с ними периодов минералообразования разных стадий (от аутигенных до прогрессивных) доказывает неоднократное поступление новых порций металлоносных растворов в районе Бакчарского месторождения. Фациальные условия и интенсивность поступающих растворов во многом определяли результирующий петрографические, минеральный и химический облик железняков. Структурные характеристики ооидов относительно фракции форменных элементов и детритовой фракции позволяют выделить скрытые поверхности размыва и периоды автохтонных максимумов. В Бакчарской последовательности выделяется семь основных автохтонных максимумов в следующих временных интервалах: средний сантон, поздний сантон, средний кампан, граница кампан-маастрихт, средний маастрихт, поздний маастрихт и граница палеоцен-эоцена. Автохтонные максимумы обычно сменяются вверх по разрезу скрытым размывом. Фациальные особенности, структурные характеристики ооидовой фракции, минеральный и химический

состав железняков свидетельствуют о неоднократном поступлении рудообразующих растворов в бассейн Бакхарского месторождения. Акты флюидной мобилизации совпадают со слоями железняков с однородно ооидовой фракцией, которые часто перекрываются слоями со следами размыва, выраженными в повышении доли параавтохтонных компонентов пород.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 21-17-00019.

Список литературы

1. Белоус Н. Х. и др. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
2. Kimberley M. M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? // *Terra Nova*. 1994. V. 6. № 2. P. 116–132.
3. Kimberley M. M. Origin of Oolitic Iron Formations // *SEPM Journal of Sedimentary Research*. 1979. V. 49. № 1. P. 111–131.
4. Maximov P., Rudmin M. Origin of Upper Cretaceous marine ironstones of Ayat Formation (Turgay depression, Northern Kazakhstan) // *Solid Earth Sciences*. 2023.
5. Nekipelova A. V. et al. Rare Earth Phosphates in the Kerch Caviar Ironstones // *Russian Geology and Geophysics*. 2021. P. 1–20.
6. Rudmin M. et al. A study of iron carbonates and clay minerals for understanding the origin of marine ooidal ironstone deposits // *Marine and Petroleum Geology*. 2022a. V. 142. P. 105777.
7. Rudmin M. et al. Ooidal ironstones in the Meso-Cenozoic sequences in western Siberia: assessment of formation processes and relationship with regional and global earth processes // *Journal of Palaeogeography*. 2020. V. 9. № 1. P. 7.
8. Rudmin M. et al. Origin of ooids, peloids and micro-oooids of marine ironstone deposits in Western Siberia (Russia) // *Journal of Asian Earth Sciences*. 2022b. V. 237. P. 105361.
9. Rudmin M. et al. Ferrimagnetic Iron Sulfide Formation and Methane Venting Across the Paleocene-Eocene Thermal Maximum in Shallow Marine Sediments, Ancient West Siberian Sea // *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*. 2018. V. 19. № 1. P. 21–42.
10. Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // *Marine and Petroleum Geology*. 2019. V. 100. P. 309–325.
11. Surkov V.S. Neogene evolution of the young Ural-Siberian platform // *Geologiya i Geofizika*. 2002. № 8 (43). P. 754–761.
12. Young T. P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 46. № 1. P. ix–xxv. 1–21.
13. Pufahl P. K. et al. Ordovician ironstone of the Iberian margin: Coastal upwelling, ocean anoxia and Palaeozoic biodiversity // *Depositional Record*. 2020. V. 6. № 3. P. 581–604.

ОЦЕНКА P-T ПАРАМЕТРОВ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ ГАББРОИДОВ ХРЕБТА ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА) НА ОСНОВЕ ДАННЫХ ПО ГЕОХИМИИ КЛИНОПИРОКСЕНА

Румянцева Н.А.^{1, 2}, Березин А.В.^{3, 4}

¹ *Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана имени академика И. С. Грамберга, rumyancevanat@gmail.com*

² *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II*

³ *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, berezin-geo@ya.ru*

⁴ *Санкт-Петербургский государственный университет*

Введение. Клинопироксен является одним из наиболее часто встречаемых минералов практически во всех типах горных пород, особенно основного состава и может послужить хорошим индикатором первичного состава расплава, из которого кристаллизовался. Его химический состав зависит от физико-химических параметров, например, от температуры и давления, которые являются основой для реконструкции условий кристаллизации магм. Нередко на основании данных по геохимии клинопироксена удается интерпретировать палеогеодинамическую обстановку вмещающих пород.

Объект исследования. Объектом исследования является хребет Шака в Южной Атлантике, который располагается в районе западной оконечности крупного ультрамедленного спредингового Юго-Западного Индийского хребта. Здесь он примыкает к северо-восточному флангу одноименного трансформного разлома Шака в виде подводной возвышенности, протягивающейся на северо-восток. К сожалению, достоверной информации о становлении и природе хребта Шака в настоящее время нет. В настоящем сообщении содержатся оригинальные

данные по клинопироксену, выделенному из представительных образцов габброидов, отобранных на северо-восточном фланге средней части хребта Шака.

Методика исследования. Химический состав клинопироксена по главным элементам анализировался при помощи метода SEM-EDS в Институте геологии и геохронологии докембрия РАН на сканирующем электронном микроскопе JEOL JSM-6510LA с энергодисперсионной приставкой JED-2200. Измерение содержаний редких и редкоземельных элементов в составе клинопироксена проводилось методом масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f в Ярославском филиале Физико-технологического института имени К.А. Валиева РАН. В исследованиях использовалась общепринятая классификация пироксенов по (Morimoto, 1988). Для построения спектров распределения REE состав клинопироксена был нормирован к составу хондрита CI по (Sun, McDonough, 1989). P–T параметры кристаллизации клинопироксена определялись несколькими методами. Предварительная оценка была получена с использованием диаграммы Fs–En–Wo по (Lindsley, 1983). Далее были произведены расчёты по термобарометрам клинопироксен-расплав разных авторов (Putirka, 2008; Wang et al., 2021). Уточнение полученных расчётных данных производилось по экспериментальным данным (Moore, Carmichael, 1998; Blatter, Carmichael, 2001; Villiger et al., 2007).

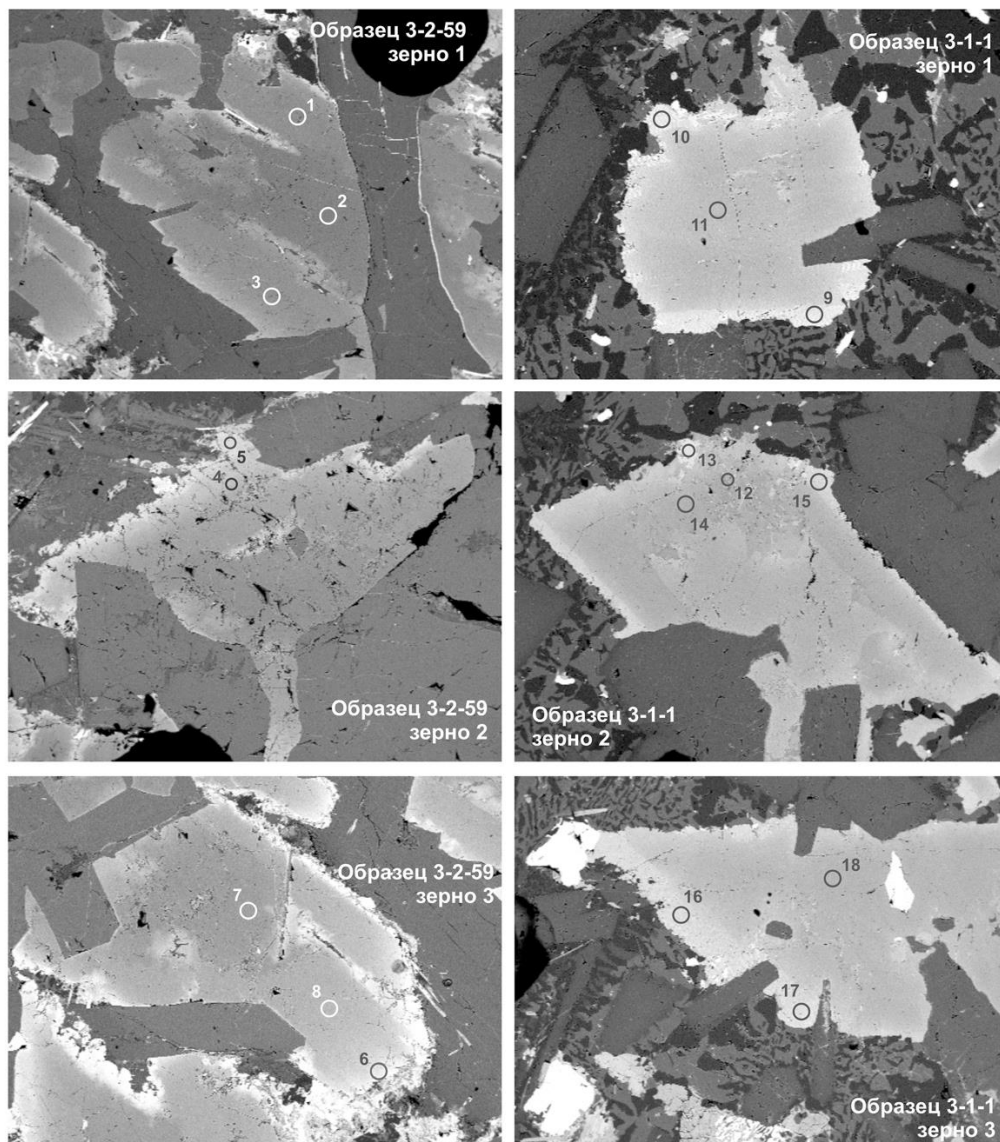


Рис. 1. Изображения зерен клинопироксена в режиме композиционного контраста (BSE). Кружками показаны точки анализа на ионном микрозонде. Диаметр кратера – 20 мкм.

Результаты исследования. Согласно общепринятой классификации пироксенов по (Morimoto et al., 1988) все исследованные зёрна принадлежат Ca-Mg-Fe типу. Наблюдается изменение химического состава в пределах каждого зерна от центра к краю, как по главным, так и по редким элементам. Морфологические особенности зёрен клинопироксена (рис. 1) свидетельствуют о том, что центральные его части кристаллизовались совместно с плагиоклазом. REE, Rb и Ba имеют тенденцию накапливаться в остаточном расплаве, таким образом, наибольшие содержания этих элементов приурочены к краевым частям зёрен клинопироксена. Учитывая большую совместимость таких элементов как Zr и Y с клинопироксеном, чем с плагиоклазом, они накапливались в процессе роста клинопироксена, достигая максимальных значений в краевой части. Можно предположить, что краевые части зёрен клинопироксена формировались после кристаллизации плагиоклаза. Понижение содержания V от центра к краю зёрен клинопироксена обусловлено его перераспределением в рудные минералы на заключительных этапах кристаллизации клинопироксена, что подтверждается их взаимоотношениями (рис. 1).

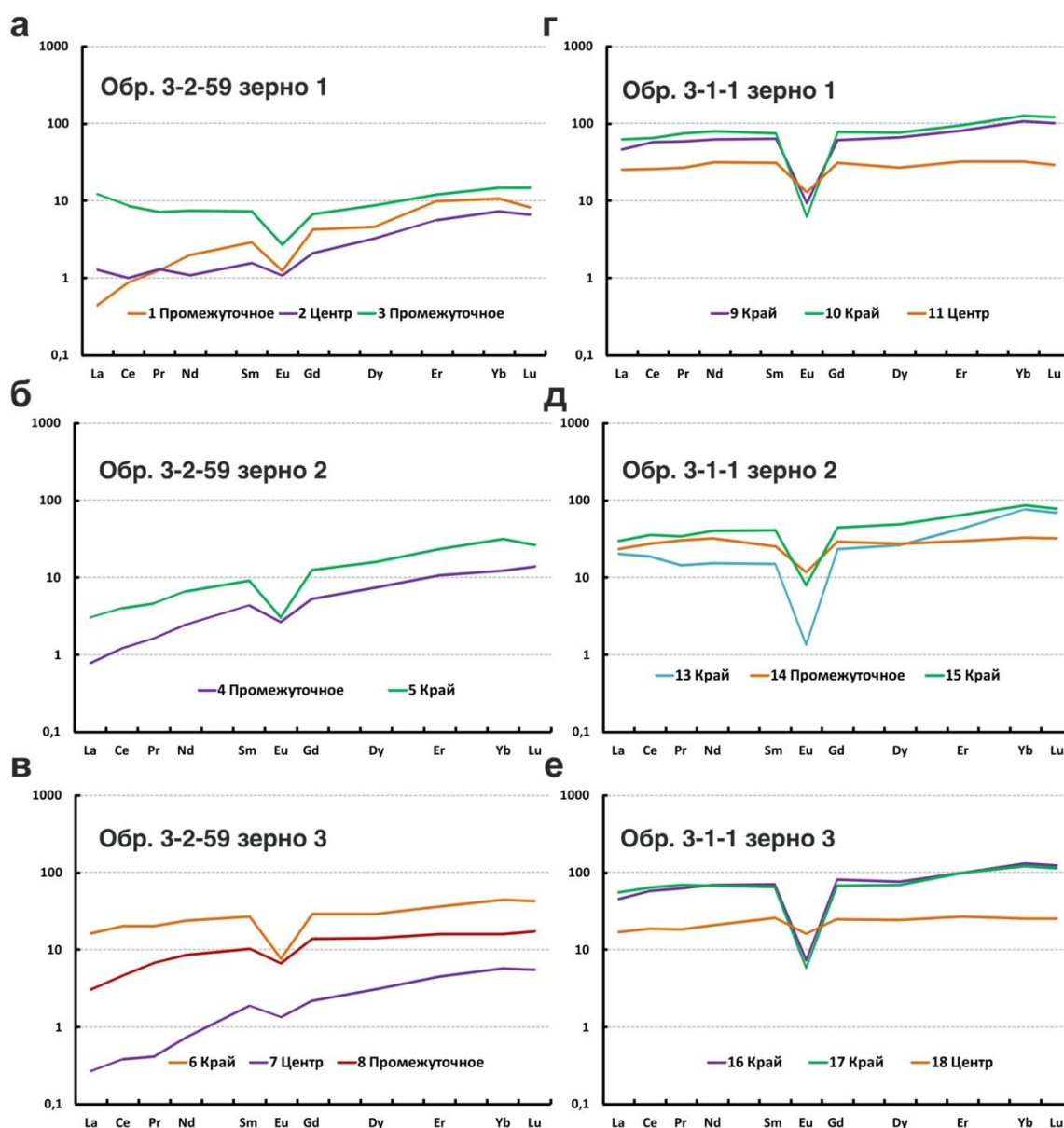


Рис. 2. Спектры распределения REE в клинопироксене, нормированные на хондрит CI по (Sun, McDonough, 1989).

Центральные части отличаются наиболее тёмной окраской на BSE изображениях (рис. 1), высокими значениями Mg#, низким значением Σ REE и менее проявленной Eu-аномалией

(рис. 2), что свидетельствует о том, что они кристаллизовались из более примитивного расплава. Наиболее «яркие» на BSE изображениях участки зёрен (рис. 1), как правило приурочены к краевым частям зерна, имеют относительно низкий коэффициент магнезиальности, высокие значения ΣREE и более выраженную Eu-аномалию, что указывает на их кристаллизацию из продвинутых магм, из которых ранее был фракционирован плагиоклаз. Нормальная зональность, выражающаяся в понижении содержания Sr и коэффициента магнезиальности $\text{Mg}\#$ от центра к краю, отмечалась для большинства исследуемых зёрен и свидетельствует о существенном влиянии фракционной кристаллизации на состав клинопироксена.

Предварительные оценки по диаграмме Fs–En–Wo (Lindsley, 1983; Morimoto et al., 1988) показали, что для обр. 3-2-59 температура кристаллизации клинопироксена находится в диапазоне 1000 – 1200°C, для обр. 3-1-1 – 900 – 1100°C, а давление не превышало 5 кбар (рис. 3). Проведённые расчёты по термобарометрам клинопироксен-расплав разных авторов (Putirka, 2008; Wang et al., 2021) свидетельствуют об их хорошей сходимости ($R^2 = 0.79$) по температуре. Диапазоны значений температур составили 1225 – 1030°C (Putirka, 2008) и 1265 – 1026°C (Wang et al., 2021) для обр. 3-2-59. Для обр. 3-1-1 диапазоны имеют значения 1223 – 972°C (Putirka, 2008) и 1140 – 990°C (Wang et al., 2021).

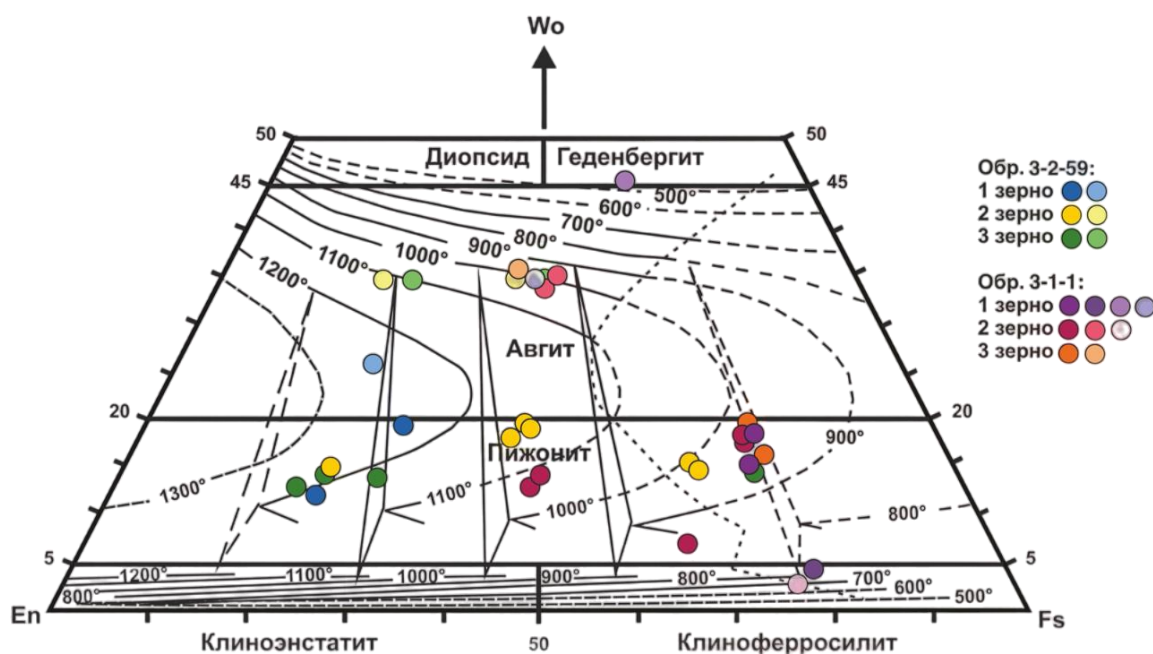


Рис. 3. Тройная классификационная диаграмма для клинопироксена Ca-Mg-Fe типа с общепринятыми названиями по (Morimoto et al., 1988) с наложенными кривыми температур при давлении 5 кбар по (Lindsley, 1983).

Расчётное давление существенно варьирует. Так, для обр. 3-2-59 оно составляет диапазон от 3.5 до 9.1 кбар по (Putirka, 2008) и от 0.4 до 8.7 кбар по (Wang et al., 2021), а для обр. 3-1-1 от 0.8 до 10.2 по (Putirka, 2008) и от 0.4 до 11.5 по (Wang et al., 2021). Такие высокие значения давлений противоречит результатам экспериментальных исследований моделирования кристаллизации толеитовых систем (Grove et al., 1992; Michael & Cornell, 1998; Moore, 1998; Blatter, Carmichales, 2001; Villiger, Müntener et al., 2007; Villiger, Ulmer et al., 2007). Согласно этим исследованиям, расчётные данные давлений сильно завышены, при таких высоких значениях начинают кристаллизоваться иные минералы (например, Орх), которые не наблюдаются в петрографических шлифах исследуемых пород. Таким образом, полагаясь на экспериментальные данные диапазон давлений кристаллизации исследуемого клинопироксена был сужен до значений от 1 до 3 кбар.

Заключение. В габброидах, слагающих хребет Шака, установлен клинопироксен Ca-Mg-Fe типа, морфология и особенности химического состава которого свидетельствуют о значительном влиянии фракционной кристаллизации на его образование. Определение P-T параметров при

помощи нескольких методик позволило обозначить узкие диапазоны значений температур (1225 – 970°C) и давлений (3 – 1 кбар) при которых кристаллизовался клинопироксен. Полученные и уточнённые данные не противоречат современным представлениям о строении океанической коры в пределах Юго-Западного Индийского хребта и свидетельствуют об их достоверности и надёжности выбранных методов определения P-T параметров.

Список литературы

1. Blatter D.L., Carmichael L.S.E. Hydrous phase equilibria of a Mexican high-silica andesite: A candidate for a mantle origin? // *Geochimica et Cosmochimica Acta*. 2001. V. 65 (1). P. 4043 – 4065.
2. Grove T.L., Kinzler R.J., Bryan W.B. Fractionation of mid-ocean ridge basalt (MORB) // *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*. 1992. V. 71. P. 281-310.
3. Lindsley D.H. Pyroxene thermometry // *American Mineralogist*. 1983. V. 68. P. 477 – 493.
4. Moore G., Carmichael I. The hydrous phase equilibria (to 3 kbar) of an andesite and basaltic andesite and basaltic andesite from western Mexico: constraints on water content and conditions of phenocryst growth // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. V. 130. P. 304 – 319.
5. Michael P.J., Cornell W.C. Influence of spreading rate and magma supply on crystallization and assimilation beneath mid-ocean ridges: Evidence from chlorine and major element chemistry of mid-ocean ridge basalts // *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*. 1998. V. 103 (B8). P. 18325-18356.
6. Morimoto N., Fabries J., Ferguson A.K., Ginzburg I.V., Ross M., Seifert F.A., Zussman J., Aoki K., Gottardi G. Nomenclature of pyroxenes // *Mineralogical Magazine*. 1988. V. 5 (367). P. 535 – 550.
7. Putirka K.D. Thermometry and barometers for volcanic systems // *Reviews in Mineralogy and Geochemistry*. 2008. V. 69. P. 61 – 120.
8. Sun S.-S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematic of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society, London, Special Publications*. 1989. V. 42. P. 313 – 345.
9. Villiger S., Müntener O, Ulmer P. Crystallization pressures of mid-ocean ridge basalts derived from major element variations of glasses from equilibrium and fractional crystallization experiments // *Journal of Geophysical Research*. 2007. V. 112. B01202.
10. Villiger S., Ulmer P., Müntener O. Equilibrium and fractional crystallization experiments at 0.7 GPa; the effect of pressure on phase relations and liquid compositions of tholeiitic magmas // *Journal of Petrology*. 2007. V. 48 (1). P. 159 – 184.
11. Wang X., Hou T., Wang M., Zhang C., Zhang Z., Pan R., Marxer F., Zhang H. A new clinopyroxene thermobarometer for mafic to intermediate magmatic systems // *European Journal of Mineralogy*. 2021. V. 33. P. 621 – 637.

КРИОЛИТ В РЕДКОМЕТАЛЬНЫХ ГРАНИТАХ ВОСТОЧНОЙ СИБИРИ

Русак А.А.¹, Щекина Т.И.², Зиновьева Н.Г.²

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН (ГЕОХИ РАН), rusak@geokhi.ru;

² Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова (МГУ) (геол. ф-т)

Криолит – минерал редкометальных лейкократовых гранитов, который часто образует сплошные массы или гнездовые скопления. Криолит (Na₃AlF₆) характерен для пород, насыщенных фтором.

Фтор играет большую роль в процессах дифференциации в сложных гранитных комплексах фтористого геохимического профиля. По нашим экспериментальным данным (Русак и др., 2021) криолит начинает кристаллизоваться из магматического расплава при температуре 700°C и давлении 1 кбар в диапазоне содержания воды от 2 до 50 мас. %. Механизм накопления фтора и петрологическую роль криолита можно рассмотреть на примере трех месторождений Восточной Сибири: Улуг-Танзек, Зашихинское и Катугинское. При изучении шлифов гранитов этих месторождений методом электронной микроскопии (Jeol JSM-6480LV (Япония) с энерго-дисперсионным INCA Energy-350 и кристалл-дифракционным INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания)) детекторами и электронно-зондового микроанализа (Superprobe JXA-8230 (Япония)) в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии Геологического факультета МГУ нами были выделены следующие закономерности:

1. Криолит находится в породах в парагенезисе с альбитом, кварцем, калиевым полевым шпатом (микроклином), рибекитом, эгирином, литиевой слюдой (полилитинитом и циннвальдитом), цирконом, оксидами и гидроксидами железа, флюоритом, колумбитом,

пирохлором, торитом, торианитом, бастнезитом, флюоцеритом, гагаринитом, магнетитом и манганмагнетитом, монацитом, ксенотимом и др. фторидами REE.

2. Криолит чаще всего не содержит дополнительных примесей, он – «чистый» минерал, но иногда в нем встречаются сотые доли процентов железа, десятые доли процентов кислорода, кремния и кальция, что говорит о частичном замещении его томсенолитом ($\text{NaCaAlF}_6 \cdot \text{H}_2\text{O}$) оранжевого цвета (из-за оксидов железа). Также помимо томсенолита иногда происходят замещения криолита геарксутитом ($\text{CaAlF}_4(\text{OH}) \cdot \text{H}_2\text{O}$) и прозопитом ($\text{CaAl}_2(\text{F},\text{OH})_8$). Химический состав криолитов трёх месторождений Восточной Сибири (Улуг-Танзек, Зашихинское и Катугинское) представлен в таблице 1.

Таблица 1. Химический состав криолитов трёх месторождений Восточной Сибири: Улуг-Танзек, Зашихинское и Катугинское.

Криолит, мас. %		Si	Al	Mg	Fe	Ca	Na	O	F	Сумма
Улуг-Танзек (20/396) (2)	X	0.08	13.89	0.00	0.00	0.02	38.25	0.00	49.13	101.36
	S _x	0.00	0.28			0.02	0.54		0.88	
Улуг-Танзек (20/432,5) (5)	X	0.09	14.22	0.00	0.00	0.04	37.57	0.00	51.22	103.14
	S _x	0.02	1.02			0.04	4.26		3.11	
Зашихинское (101/76) (3)	X	0.06	13.41	0.00	0.04		35.16	0.14	53.62	102.44
	S _x	0.02	0.32		0.04		2.81	0.04	2.41	
Катугинское (К 105/82) (1)	X	0.00	13.18	0.00	0.00	0.00	32.43	0.10	56.16	101.87

Условные обозначения: X – среднее значение, S_x – стандартное отклонение. В первом столбце в скобках указаны номера образцов и количество анализов.

Для Зашихинского месторождения и месторождения Улуг-Танзек не характерно присутствие магния во фторидах, что говорит об обеднении среды магнием, это подтверждается наличием высокожелезистого рибекита в породах. В то время как в гранитах Катугинского месторождения обнаружили CaAl-оксифторид, в котором содержится 0,03 мас. % Mg (см. таблицу 2). Это может быть более поздний минерал - ральстонит, который часто образует бесцветные наросты на томсенолите (Рябенко и др., 1983).

Таблица 2. Состав CaAl-оксифторида Катугинского месторождения.

CaAl-оксифторид, мас. %	Si	Al	Mg	Fe	Ca	Na	O	F	Сумма
Катугинское (К 105/82)	0.04	23.29	0.03	0.00	16.25	0.00	27.30	31.63	98.54

Условные обозначения. В первом столбце в скобках указан номер образца.

3. В некоторых образцах криолит образуется совместно с кварцем, что говорит об их совместной кристаллизации и, соответственно, о магматической природе криолита. Кварц, криолит и сопутствующие фазы являются ликвидусными фазами насыщенного фтором гранитного расплава.

4. Совместно с криолитом часто кристаллизуется литиевая слюда, что говорит об обогащении литием расплава редкометальных гранитов изучаемых месторождений.

5. Редкометальные граниты концентрируют большое количество REE, мы это видим по кристаллизации редкометальных и редких минералов: гагаринит, флюоцерит, бастнезит, ксенотим, монацит, пирохлор, накапливающий HREE, U, Th, колумбит-танталит, концентрирующие HREE и др. Эти минералы «гранитофильные» и кристаллизуются на последних стадиях дифференциации гранитного расплава. Очевидно, их накопление фиксируется фторнасыщенными расплавами. Предполагается, что в гранитном расплаве образуются комплексы $[\text{AlF}_6]^{3-}$, в которых часть Al может замещаться REE, накапливающимися наряду с криолитом при температурах близких к солидусу.

Всё вышесказанное может пролить свет на связь кислого магматизма и рудопроявлений. По экспериментальным данным криолит кристаллизуется из алюмофторидного солевого расплава, насыщенного REE, возникшего при процессах силикатно-солевой несмесимости (ликвации) (Когарко, Кригман, 1981; Граменицкий и др., 2005; Veksler et al., 2005; 2012; Алферьева и др., 2012; Русак, Щекина, 2023 и др.). Поэтому, мы полагаем, что криолит может служить реперным минералом редкометалльно-редкоземельной минерализации, характерной для щелочных редкометалльных гранитов.

Работа выполнена при поддержке государственного задания ГЕОХИ РАН.

Список литературы

1. Алферьева Я.О. Явление силикатно-солевой жидкостной несмесимости в модельной гранитной и нефелин-сиенитовой системе Si-Al-Na-K-Li-H-F-O. Автореферат дисс... Изд-во МГУ им. Ломоносова. 2012. - 23 с.
2. Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. (2005) Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами. М.: ГЕОС. 186 с.
3. Когарко Л.Н., Кригман Л.Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах. М.: Наука, 1981.
4. Русак А.А., Щекина Т.И. Физико-химические условия кристаллизации криолита в гранитах на магматической стадии как минерала, сопутствующего редкометалльной минерализации // Сборник тезисов докладов IV Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ (15-17 февраля 2023 г., Москва, ФГБУ «ЦНИГРИ»). – М.: ЦНИГРИ, 2023, с. 141-146.
5. Русак А. А., Щекина Т. И., Зиновьева Н. Г., Хвостиков В. А. Особенности субликвидусной кристаллизации в высокофтористой модельной гранитной системе (экспериментальное исследование) // Труды Всероссийского ежегодного семинара по экспериментальной минералогии, петрологии и геохимии (ВЕСЭМПГ-2021) (ГЕОХИ РАН Москва, 2021), с. 77–80.
6. Рябенко С.В., Гайдукова В.С., Шурига Т.Н. Мономинеральные скопления криолита в редкометалльных щелочных метасоматитах // Минералогия рудных месторождений. М.: Наука, 1983, с. 25-29.
7. Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 11. P. 2847-2860.
8. Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite. *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. V. 79. P.20–40.

НЕОТРОН – ГЕОФИЗИЧЕСКИЙ ПРИБОР НЕЙТРОННОГО КАРОТАЖА С АППАРАТУРОЙ ДЛЯ ВОЗБУЖДЕНИЯ И ОСТАНОВКИ РЕАКЦИИ СИНТЕЗА

Саидов С.С.

ФГБОУ ВО «Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе»
МГРИ, Москва, saidgoh03@gmail.com

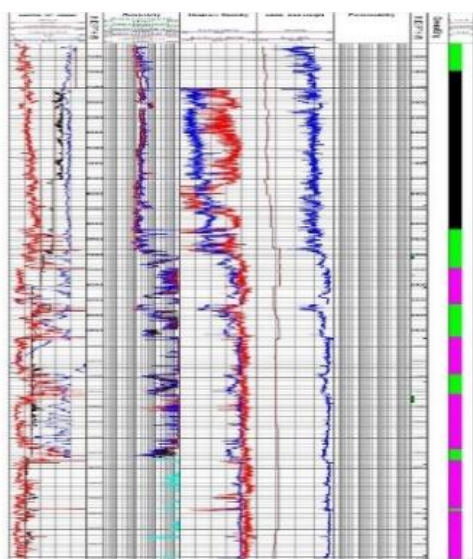


Рис. 1. Модуль нейтрон-нейтронного каротажа

Сегодня во всем мире передовые нефтегазовые компании активно используют технологии каротажа в процессе бурения как для разведки новых, так и для оптимальной разработки уже эксплуатируемых месторождений.

С совершенствованием технологии в последние десятилетия LWD (Logging While Drilling – каротаж в процессе бурения) в настоящее время широко используется для бурения (включая геонавигацию) и оценки пласта (особенно для скважин в реальном времени и с большим углом наклона) (рис.1) (Ovezov et al., 2020).

LWD системы служат для обеспечения проводки скважины по проектной траектории, осуществляя контроль искривления, литологии, насыщения и оперативного управления бурением. LWD системы, кроме измерения

инклинометрических и технологических параметров, дополнены аппаратурой для измерения свойств разбуриваемых пород. Информация о траектории ствола и свойствах разбуриваемых горных пород, получаемая в режиме реального времени, позволяет более точно направлять ствол скважины относительно интересующих коллекторов и зон различной насыщенности.

Модификации радиоактивного каротажа применяются с импульсными источниками нейтронов (импульсный нейтрон-нейтронный каротаж, импульсный нейтронный гамма-каротаж) и гамма-излучения (импульсный гамма-гамма-каротаж).

Возникновение какого-либо вида осложнений или аварий зависит от многих причин, главным образом, от соответствия технологии бурения геологическим условиям, а также от исправности бурового оборудования. Прихват бурильной колонны – это непредвиденная потеря подвижности колонны труб вследствие: прилипания под действием перепада давления; заклинивания в желобах, в местах сужений; в результате обвала, осыпания горных пород со стенок скважины или оседания шлама за счет нарушения режима промывки, а также из-за образования сальника на бурильной колонне (рис.2).

Любой прихват сопровождается затяжками бурильной колонны. Затяжка бурильной колонны – это кратковременная потеря подвижности бурильной колонны, которая сопровождается периодичным увеличением веса на крюке. В следствие чего происходит застревание труб при проведении геофизических исследований скважин, что несет за собой прихваты и оставление в скважине каротажного кабеля, приборов, грузов, шаблонов, торпед и других устройств. Этот тип – самый распространенный вид аварии во время ГИС (Черепанов и др., 2019).

Буровые компании на постоянной основе несут огромные убытки по причине прихвата бурильного инструмента:

- Трата времени на его ликвидацию;
- Потеря части бурильной колонны;
- Необходимость бурения бокового в обход, оставленного в скважине;
- Потеря скважины (Машкин и др., 2012)

Нейтрон-нейтронный каротаж основан на облучении скважины и пород нейтронами от стационарного ампульного источника и измерении плотности потоков тепловых нейтронов, образующихся в результате ядерных реакций рассеяния и захвата нейтронов (Календарова и др., 2020)

NeoTron разрабатывается специально для совместной работы с аппаратурой импульсного нейтронного каротажа, в его конструкции предусмотрено извлечение источника гамма-излучения в случае аварийной ситуации.

Источник в данной конструкции исследует и передает информацию об уровне пористости пласта, после процесса бурения гидравлическими забойными двигателями и передачи информации материнской телесистеме, с применением контролируемого радиоактивного излучения.

Наличие радиоактивных химических источников случае аварии создает опаснейшую ситуацию – радиоактивное захоронение (Троценко, 2010).

В нейтронном каротаже есть три процесса, представляющие интерес: эмиссия нейтронов, рассеяние нейтронов и поглощение нейтронов (рис.3). Эффективность поглощения

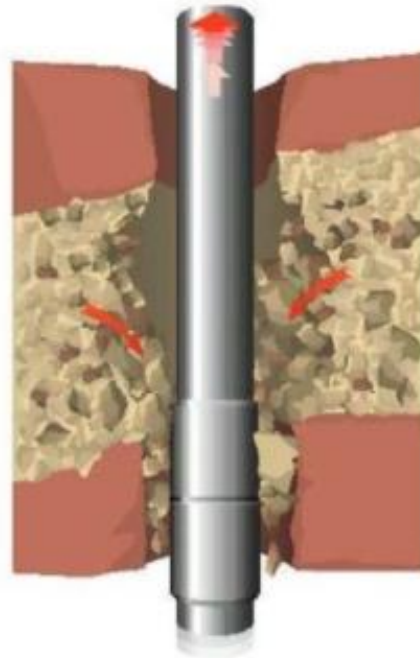


Рис. 2. Изображение прихвата бурильного инструмента

нейтронов варьируется от элемента к элементу. Единственными элементами, которые проявляют значительное поглощение нейтронов и существуют в разумных количествах в горных породах, являются водород и хлор. В нейтронном каротаже детекторы измеряют эпitherмальные нейтроны, некоторые тепловые нейтроны и некоторые гамма-лучи, испускаемые при поглощении нейтрона.

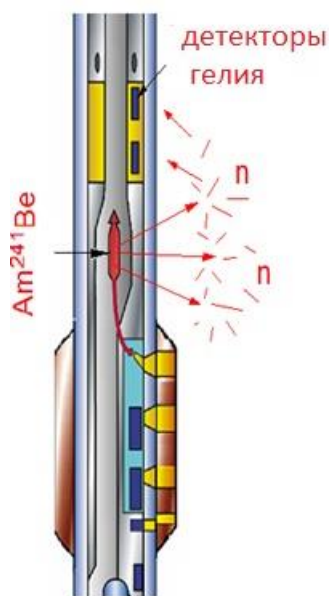
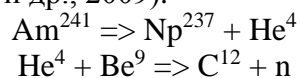


Рис. 3. Химическая реакция во время исследования пласта

Чем меньше тепловых нейтронов возвращается в детектор, тем большее количество водорода находится в горной породе. Чем выше водородный индекс, тем выше пористость.

Цель разработки NeoTron — это постоянный контроль над процессом излучения нейтронов. Вылетевшая из америция альфа-частица попадает в бериллий, и он превращается в радиоактивный углерод, который избавляется от лишнего нейтрона (Мефодьева и др., 2022; Золоева и др., 2009).



Таким образом на каждый миллион альфа-частиц, вылетевших из америция, получается всего 30 нейтронов. Свободные нейтроны не возникают естественным путем. Они образуются при бомбардировке атомов бериллия альфа-частицами из распадающегося америция.

NeoTron будет производить в 10 раз больше нейтронов при втрое большей энергии химического источника.

Основные технические характеристики:

- Герметичный корпус высокого давления содержит 55 ГБК трития;
- Под давлением газа SF₆ (фторид серы (VI)) для предотвращения образования высоковольтной дуги;
- Генерирует ~108 нейтронов при ~ 14 МэВ (Черепанов и др., 2019) (рис.4).

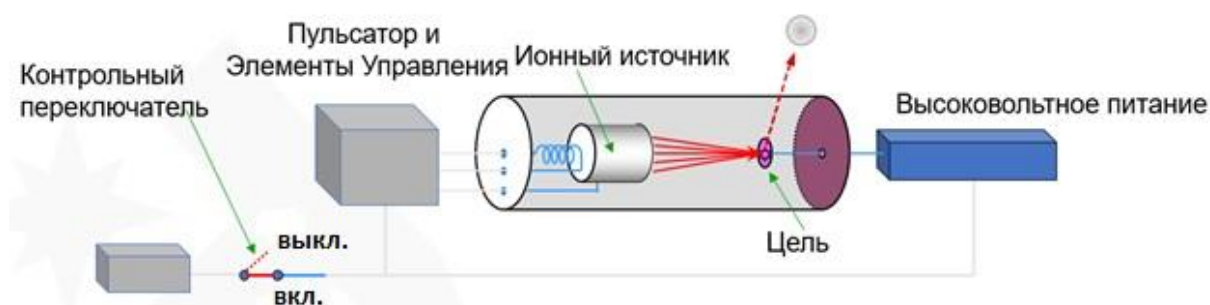


Рис. 4. Схематичное изображение комплекса NeoTron

Данное устройство позволяет минимизировать негативное воздействие на экологическую обстановку. Основные преимущества NeoTron – радиационная безопасность, высокое качество материала, отсутствие химического источника нейтронов, наличие импульсного режима работы нейтронного генератора, извлекаемый источник гамма-квантов.

На российском рынке не представлено ни одного вида прибора, имеющего функцию отключения питания, ведь при потере радиоактивного элемента конструкции радиоактивное загрязнение будет катастрофическим и отравлять окружающую среду на протяжении 500-600 лет. Данная разработка прибора избавит компании по бурению от штрафов и административной ответственности. К тому же, с финансовой точки зрения, механизм не является сложным, но значительно облегчит эксплуатацию.

Нынешняя разработка позволит избежать опасных ситуаций при использовании источника ядерной реакции и при его утрате в скважине (Черепанов, 2018).

Список литературы

1. Внедрение наддолотного модуля. Мефодьева А.В., Машкова А.М., Соловьев Н.В., Щербакова К.О., Овезов Б.А. В книге: Молодые - Научкам о Земле. Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах. Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Москва, 2022. С. 264-266
2. Золоева Г.М., Петров Л.П., Хохлова М.С. Интерпретация результатов геофизических исследований скважин. Учебное пособие. Макс-Пресс, 2009.
3. Календарова, Л. Р. Новый вид канала передачи данных в телеметрии / Л. Р. Календарова, Б. А. Овезов // Молодые - Научкам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия:
4. Машкин К.А., Рыскаль О.Е., Коротченко А.Г., Гайнетдинов Р.Г., Глухов В.Л., Огнев А.Н., Шабиев И.Х. Расширение области применения ядерно-геофизических методов в сложных геолого-технических условиях // Каротажник. 2012. № 4. С. 19-28.
5. Троценко Ю. Импульсный нейтрон-нейтронный каротаж. Основы, устройство, методы обработки, сравнение результатов, практическое применение, 2010.
6. Под ред. Черепанова В.В. Развитие технологии многозондового нейтронного каротажа для исследования газонасыщенности в обсаженных скважинах. Методология и практика применения / М.-Тверь: «ПолиПРЕСС», 2018. 238 с.
7. Черепанов В.В., Ахмедсафин С.К., Кирсанов С.А., Егурцов С.А., Иванов Ю.В., Лысенков А.И., Меркулов А.В. Применение технологий нейтронного каротажа скважин при разработке нефтегазоконденсатных месторождений. Состояние и перспективы развития // Газовая промышленность. 2019. №S1 (782).
8. Ovezov, B. A. iMAG / B. A. Ovezov, N. V. Solovev, A. M. Mashkova // Topical issues of rational use of natural resources : Scientific conference abstracts, St Petersburg, 17–19 июня 2020 года. – St Petersburg: Санкт-Петербургский горный университет, 2020. – P. 94-96.

ТЕРМОДЕНУДАЦИОННЫЕ ФОРМЫ НА ТЕРРИТОРИИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО ПАМЯТНИКА ПРИРОДЫ МАМОНТОВА ГОРА

Сивцев Д.Е.¹, Торговкин Н.В.², Кизяков А.И.¹, Гаврилова А.А.³

¹ Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, kotosogi@gmail.com

² Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, Якутск

³ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Введение. В современных условиях потепления климата и увеличения глубины сезонного оттаивания (Biskaborn et al., 2019) в районах распространения высокольдистых пород формируются и развиваются характерные формы рельефа — термоцирки и термотеррасы. Термоцирк — это циркообразное углубление в речных или озерных береговых уступах, сложенных рыхлыми льдистыми многолетнемерзлыми породами (Гляциологический словарь, 1984). Подобные формы могут формироваться и в пределах склонов междуречий (Воскресенский, 2001). Основными процессами, ведущими к разрушению и понижению поверхности в результате оттаивания мерзлых пород, являются термокарст, термоэрозия и термоабразия, которые в совокупности с другими процессами определяют термоденудацию (Тимофеев, Втюрина, 1983).

В данной работе рассматривается измерение и расчет морфометрических характеристик двух крупных термоцирков шириной в поперечнике более 200 метров, расположенных на бровке долины р. Алдан.

Материалы и методы исследования. Полевые работы проводились в июле 2023 года. Геологический памятник природы Мамонтова Гора находится на левом берегу р. Алдан в 30 км ниже с. Крест-Хальджай Томпонского района Республики Саха (Якутия) (рис. 1). Он представляет из себя разноуровневые террасы (80- и 50-метровые), сложенные неоген-четвертичными отложениями с комплексом среднемиоценовой и среднплейстоценовой флоры и фауны. В верхней части террас вскрываются позднеплейстоценовые синкриогенные толщи Ледового комплекса с полигонально-жильными льдами, с вытаиванием которых и связано формирование термоцирков.

По общедоступным мозаикам космоснимков на покрытии ESRI Satellite определены местоположения двух крупных термоцирков (рис. 2).

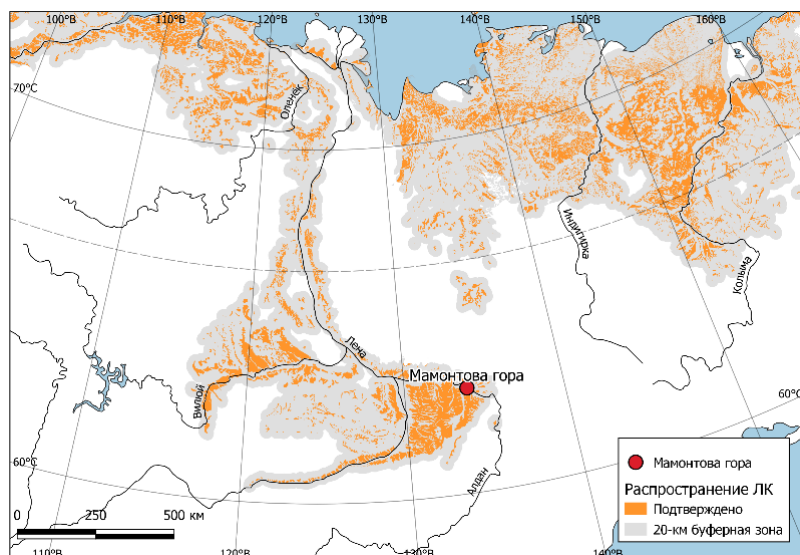


Рис. 1. Район проведения полевых работ на региональной схеме распространения ледового комплекса по Strauss et al., 2021.

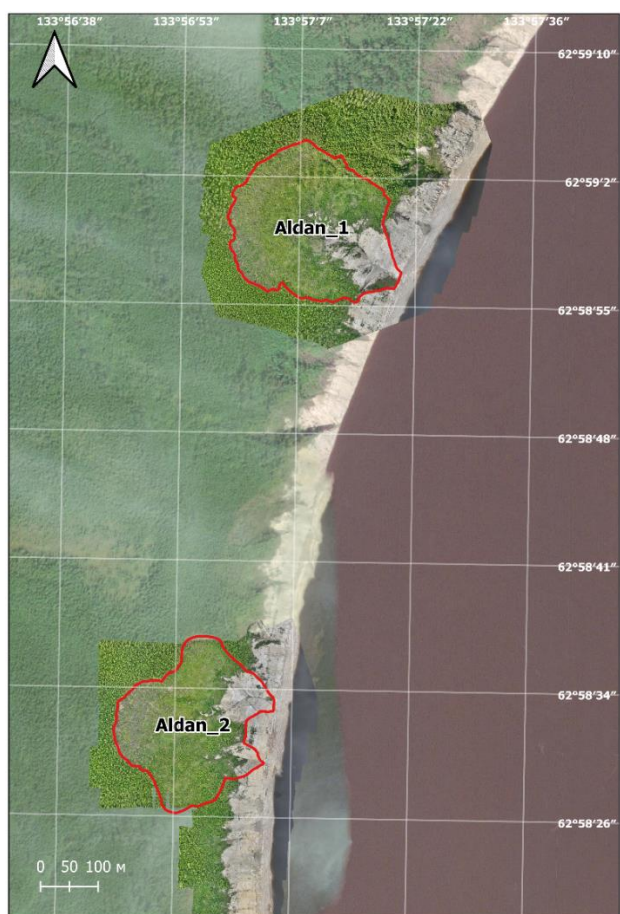


Рис. 2. Исследуемые термоцирки на р. Алдан: красным цветом выделены границы термоцирков. В качестве картографической основы использовано покрытие ESRI Satellite.

Съемка территории с помощью БПЛА. В полевых работах использовался беспилотный летательный аппарат (БПЛА) DJI Mavic 3. БПЛА позволял добраться до труднодоступных, удаленных и небезопасных участков. Применение дрона облегчало обнаружение обнажений ледового комплекса в задних стенках термоцирков. Для построения ортофотопланов и цифровых моделей местности проведена вертикальная съемка с БПЛА с перекрытием снимков не менее 50%. Отсутствие оборудования и подходящих опорных точек на местности не позволило с высокой точностью выполнить абсолютную привязку снимков. Для определения положения БПЛА в пространстве использовался встроенный GPS-приемник и высотомер. *Обработка аэрофотоснимков* проводилась в программе Agisoft Metashape. По серии снимков создавалось плотное облако точек. На его основе строятся цифровая модель местности (ЦММ), ортофотопланы и тайловые модели.

С использованием полученной ЦММ произведен расчет материала, вынесенного при образовании термоцирков, который состоял из нескольких этапов работы ГИС-пакете QGIS 3.28:

1. Оконтуривание термоцирков. Границы проводились на основе визуального дешифрирования (растительность, осыпи) и ЦММ. Граница устья термоцирков проводилось по тыловому шву берегового уступа — примерно соответствует уровню реки в половодье.
2. Создание горизонталей по ЦММ. Изолинии построены с шагом в 5 м.
3. Восстановление рельефа на момент, предшествующий возникновению термоцирка — спрямление горизонталей внутри границ термоцирка (термотеррасы).
4. Создание ЦММ по восстановленным горизонталям. По новым «восстановленным» горизонталям проводится интерполяция с созданием растра с высотными отметками — «восстановленная» ЦММ.
5. Расчет объемов ЦММ (V_1 и V_2) выше базового уровня (расчет растрового объема). Базовый уровень соответствует минимальной высотной отметке в пределах оконтурированного термоцирка. Каждый объем — это произведение разности высот ЦММ и базового уровня на площадь пикселя.
6. Объем термоцирка (V_T) — объем вынесенного материала. Является результатом разности «восстановленной» ЦММ и реальной ЦММ.

Для определения *активности термоцирка* использовались архивные снимки Landsat и Sentinel с пространственным разрешением 15 и 10 метров соответственно.

Результаты. Ширина в поперечнике изучаемых термоцирков превышает 260 метров (таблица 1). Объем вынесенного материала из двух изученных термоцирков превышает 1 млн. м³. Этот объем включает значительное количество органического материала, содержащегося именно в верхней части террасы.

Таблица 1. Параметры изучаемых термоцирков на р. Алдан.

Название термоцирка	Длина термоцирка, м	Площадь, м ²	Объем термоцирка, м ³
Aldan_1	326,9	60 847,0	587 764,8
Aldan_2	267,1	52 000,6	544 476,1

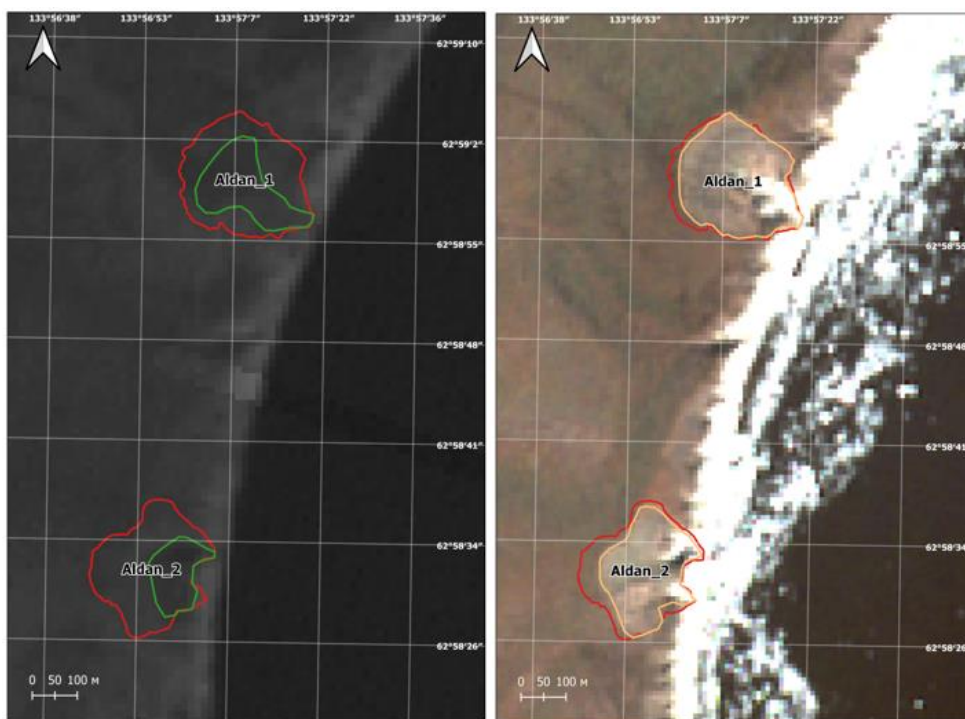


Рис. 3. Архивные снимки Landsat (слева, 19.08.2004) и Sentinel (справа, 16.05.2020) р. Алдан, современные границы термоцирков на 2023 год выделены красным цветом.

Сравнение размеров термоденудационных форм на архивных снимках показывает, что с 2004 по 2023 гг. термоцирки увеличились по площади более чем в 2 раза (рис. 3). Рост данных

форм обусловлен таянием высокольдистых пород (залежеобразующие и сегрегационные льды) и их выносом в реку.

Выводы:

1. При современном потеплении климата увеличивается роль термоденудации в мобилизации и выносе минерального вещества и органического углерода в речной сток Алдана.
2. Средняя скорость отступления исследуемых термоцирков за 2004-2023 гг. составила до 6,6 м/год.

Благодарности. Исследование выполнено при поддержке проекта «Палеоклимат Центральной Якутии в неоплейстоцене и голоцене на ключевых участках Синские столбы и геологическом памятнике природы Мамонтова Гора» в рамках гранта главы Республики Саха (Якутия) для молодых ученых, специалистов и студентов.

Список литературы

1. Воскресенский К.С. Современные рельефообразующие процессы на равнинах Севера России. М.: Геогр. фак-т МГУ, 2001. 262 с.
2. Гляциологический словарь. Под ред. чл.-корр. АН СССР В.М. Котлякова. Л.: Гидрометеиздат, 1984. 527 с.
3. Тимофеев Д.А., Втюрина Е.А. Терминология перигляциальной геоморфологии. М.: Наука, 1983. 232 с.
4. Biskaborn B.K. et al. Permafrost is warming at a global scale // Nature communications. 2019. V. 10. №. 1. P. 264.
5. Strauss J. et al. Circum-Arctic Map of the Yedoma permafrost domain // Frontiers in Earth Science. 2021. P. 1001.

ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ И ФОРМЫ НАХОЖДЕНИЯ ЭЛЕМЕНТОВ В ВОДАХ ЗАТОПЛЕННОГО РУДНИКА ГЕРБЕРТЦ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Сидкина Е.С.¹, Торопов А.С.^{1,2}, Коньшев А.А.^{1,3}

¹ Геологический институт РАН, SidkinaES@yandex.ru

² Московский Государственный Университет имени М.В. Ломоносова

³ Институт геологии КарНЦ РАН

Введение. Рудник «Гербертц» относится к историческим объектам добычи железной руды на «Новом рудном поле», расположенном в 1,5–2 км к северо-востоку от г. Питкяранта, Республика Карелия (Рис. 1). На «Новом рудном поле» добыча магнетита велась с 1896 по 1903 годы в трех шахтах: «Гербертц-I», «Гербертц-II» и «Валкеалампи» (Дорога..., 2014).

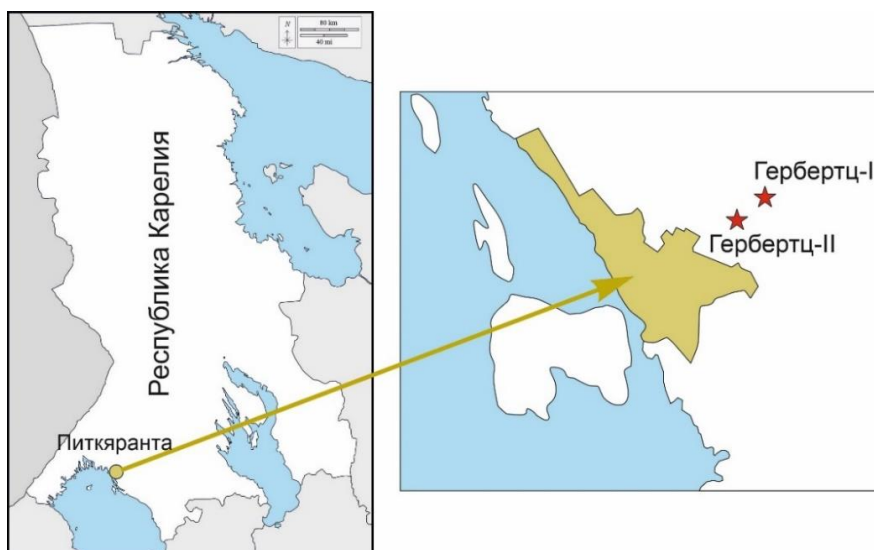


Рис. 1. Обзорная карта района работ.

Ствол последней из вышеперечисленных шахт в настоящее время обрушен в верхней части и завален деревьями и рыхлыми породами. Рудник «Гербертц» состоит из двух объектов «Гербертц-I» (два шахтных ствола – Западный и Восточный) и «Гербертц-II» (один ствол). В настоящее время все шахты затоплены. Над укрепленной частью стволов шахт сформировались воронки

обрушения, происходит сползание рыхлого грунта. Тем не менее воды шахт доступны для опробования, которое было проведено в 2021 и 2022 годах коллективом авторов. Опробование проведено с целью изучения химического состава природных вод, выявления особенностей

содержания микроэлементов, в том числе связанных с наличием в природных водах органического вещества.

Методы исследований. Всего было отобрано 5 проб воды: 22-01 и 22-02 отобраны из шахты «Гербертц-I» (западный ствол) с глубин 0.5 и 3 м соответственно, 22-03 – из шахты «Гербертц-II», P1 и P2 – с глубины 2 м и с поверхности из шахты «Гербертц-I» (восточный ствол).

При пробоотборе анализировались показатели pH, Eh, электропроводность (HM Digital, Южная Корея), содержание растворенного кислорода (оксиметр WaterLiner WDO-64) и температура воды на разных глубинах. Также на точке определяли содержание растворенной CO₂ титриметрией. Пробы для элементного анализа на точке опробования фильтровали через полиэфирсульфоновые мембраны с размером пор 0.45 мкм в чистые пробирки типа Фалькон объемом 15 мл. Для ионной хроматографии пробы были отобраны в отдельные пробирки объемом 15 мл с аналогичной процедурой фильтрации.

Для анализа компонентов карбонатной системы пробы отобраны в бутылки объемом 300 мл, предварительно трижды промытые исследуемой водой.

Содержания Ca, Mg, Na, K, Fe, Al, S определяли методом ICP-AES с помощью плазменного спектрометра iCAP 6500 DUO (Thermo Scientific), содержания микроэлементов определены методом ICP-MS на квадрупольном масс-спектрометре X-series 2 (Thermo Scientific). Анионный состав определен методом ионной хроматографии (Dionex ICS-6000). Содержание HCO₃⁻ определено методом потенциометрического титрования с использованием высокоточного анализатора Эксперт-001 (ООО Эконикс-Эксперт) по методике ГОСТ 31957-2012. Содержание общего органического углерода (ТОС) определено оксидиметрически с бихроматом калия и спектрофотометрическим окончанием на приборе Shimadzu UV-1800. Для получения соотношения содержаний фульво- и гуминовых кислот образцы концентрировали на смоле XAD-8, элюировали 0.1M NaOH и разделяли элюат при pH < 2 на указанные фракции с последующим определением органического углерода.

Расчет форм нахождения выбранных химических элементов был проведен в программе Visual Minteq с использованием модели Nica-Donnan (Kinniburgh et al., 1996).

Полученные результаты. Вода затопленных шахт имеет низкую величину минерализации (от 62 до 94 мг/л), по величине pH (от 6.33 до 6.96) является слабокислой или нейтральной. Во всех шахтах с глубиной заметно уменьшение Eh, что вероятно в первую очередь связано с уменьшением количества растворенного кислорода, который является главным потенциалзадающим компонентом поверхностных природных вод. Вода, отобранная из разных стволов, относится к разным химическим типам: HCO₃ Ca-Mg тип характерен для воды, отобранной из восточного ствола «Гербертц-I», вода из западного ствола HCO₃ Ca, а из шахты «Гербертц-II» – HCO₃-SO₄ Ca.

Далее будут рассмотрены содержания отдельных химических элементов (Ca, Mg, Na, K, Fe, Sr, Mn, Y, Pb, Zn, Cu, Ni, Co, Ba, U, Th) в совокупности с формами их нахождения в изучаемых водах (Рис. 2). Растворенные формы нахождения металлов были рассчитаны и обобщены в две группы: неорганические (простая ионная, карбонатные, сульфатные, хлоридные, гидроксо- комплексы) и органические (связанные в комплексы с фульво- и гуминовыми кислотами) формы. В качестве исходных данных в расчет задавались аналитически определенные концентрации вышеперечисленных элементов (Рис. 2), а также анионов (Сидкина и др., 2023). Органическое вещество задавалось через содержание органического углерода (ТОС) и соотношение фульво- и гуминовых кислот. ТОС в изучаемых водах изменяется от 5.8 мг/л в пробе P2 до 10.9 мг/л в 22-02.

Рассматриваемые химические элементы можно разделить на четыре группы. К первой относятся кальций, магний, железо, марганец, стронций, иттрий. Для этих элементов характерны повышенные концентрации в пробе P1 и также как правило достаточно высокие в пробе 22-02. Доля органических форм в этой группе элементов составляет от первых процентов (для Ca, Mg, Sr) до первых десятков процентов (Fe, Y). Ко второй группе относятся натрий и калий, концентрации которых не высоки по сравнению с другими катионогенными макроэлементами, а содержания органических форм не превышают 0,5 %. В третью группу

входят свинец, медь, уран и торий – микроэлементы с очень низкими концентрациями в изучаемых водах и имеющие высокое сродство к органическому веществу. При этом доля форм этих элементов в общем балансе органических кислот ничтожно мала. К четвертой группе отнесем барий, никель, цинк и кобальт – микроэлементы, содержание органических форм которых составляет от 5 до 25 %, но при этом не имеющие четких закономерностей в соотношении собственных концентраций в разных точках или по отношению к содержанию ТОС. В целом, стоит отметить, что состав воды в разных точках слабоконтрастный, что не позволило отследить влияние концентраций металлов на соотношение органических и неорганических форм.

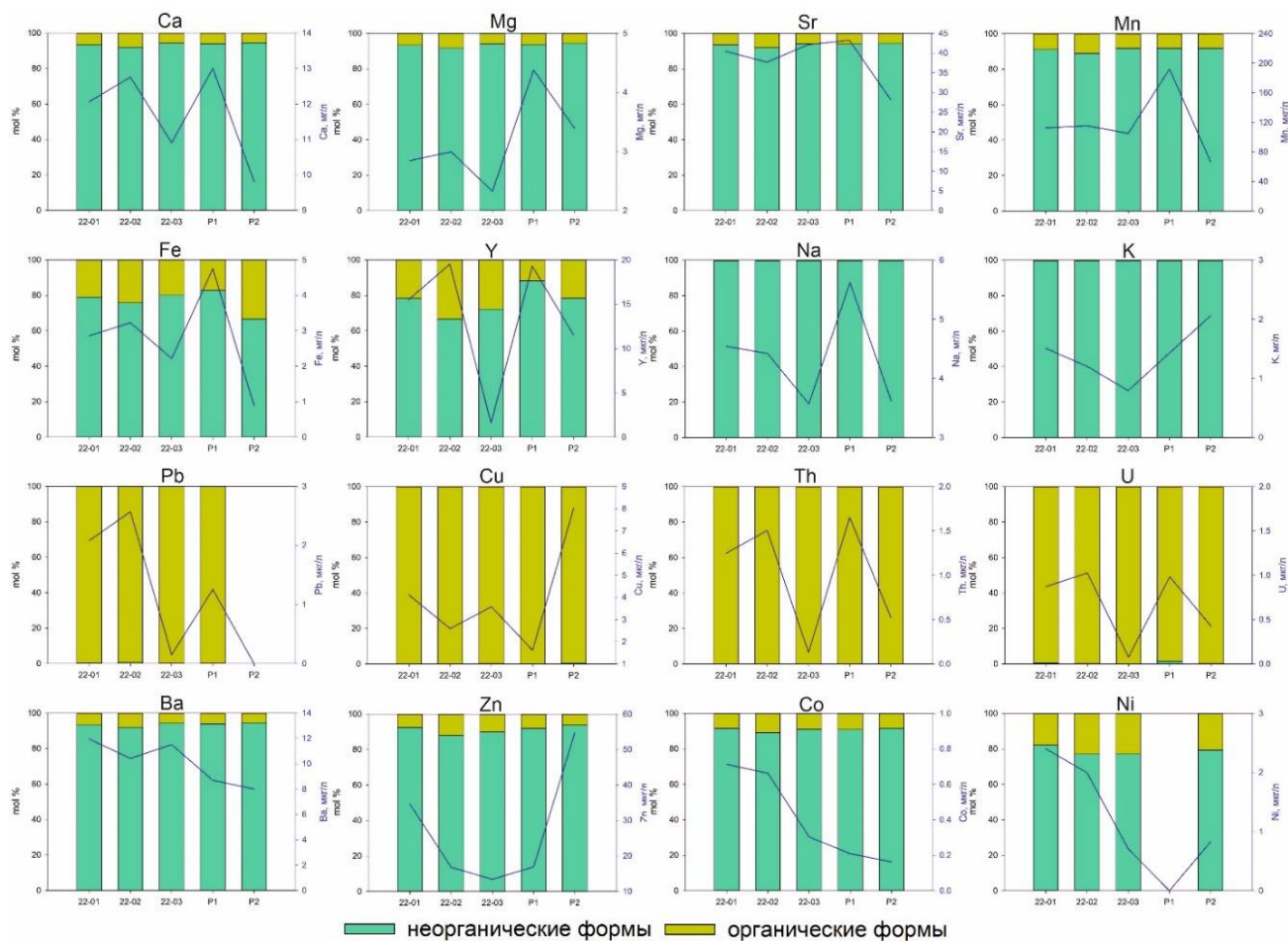


Рис. 2. Содержания некоторых элементов и их формы нахождения

Источниками химических элементов в изучаемых водах являются горные породы. Например, источниками Fe, Zn, Ni, Cu, Pb являются сульфидные минералы (пирит, халькопирит, галенит, сфалерит), присутствующие в породах рудника Гербертц в виде рассеянной минерализации. Наличие данных минералов в породах характерно не только для объектов Гербертц, но также и для других изученных исторических рудников района (Коньшев и др., 2020; 2021). Накоплению химических элементов в изучаемых водах благоприятствует застойный гидродинамический режим, что выражается в длительном взаимодействии воды с горными породами. Органическое вещество в виде фульво- и гуминовых кислот является хорошим комплексообразователем, способствующим накоплению некоторых металлов в природных водах.

Выводы. В целом для вод исторического рудника Гербертц можно отметить следующие геохимические особенности:

- в шахтах с глубиной отмечено снижение температуры, величины Eh, а также содержания растворенного кислорода;

- при низкой величине минерализации в изученных водах содержится относительно высокое содержание микроэлементов, особенно это касается элементов рудной специализации;
- наибольшую роль среди рассмотренных химических элементов органические формы играют для Cu, Pb, U, Th, в меньшей степени – для Fe, Y, Mn, Zn, Ni.

Работа выполнена в рамках работы по проекту РНФ № 22-77-10011.

Список литературы

1. Дорога горных промыслов (Ответственный редактор В. А. Шеков). Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2014. 362 с.
2. Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Черкасова Е.В., Мироненко М.В., Гридасов А.Г., Жилкина А.В., Бугаев И.А. Формы миграции тяжелых металлов и химический состав поверхностных вод в районе шахты “Мышьяковая” (Питкярантский рудный район, Южная Карелия) / Геохимия. 2020. №6. С. 930-936.
3. Коньшев А.А., Сидкина Е.С., Солдатова Е.А., Черкасова Е.В., Бугаев И.А., Торопов А.С., Догадкин Д.Н., Громьяк И.Н., Николаева И.Ю. Химический состав и формы нахождения металлов в водах района шахты «Люпикко-1» (Питкярантский рудный район, Карелия) // Геоэкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геокриология. 2021. №6. С.55-67.
4. Сидкина Е.С., Торопов А.С., Коньшев А.А. Геохимические особенности вод исторического рудника «Гербертц» (Южная Карелия) // Современная гидрогеология: актуальные вопросы науки, практики и образования. Материалы международной научной конференции. Москва, 2023 (в печати).
5. Kinniburgh D.G., Milne C.J., Benedetti M.F., Pinheiro J.P., Filius J., Koopal L., Riemsdijk W.H. Metal ion binding by humic acid. Application of the NICA-Donnan model // Environ. Sci. Technol. 1996. 30. P. 1687 – 1698.

ГИДРОДИНАМИЧЕСКИЕ СПОСОБЫ ПОВЫШЕНИЯ НЕФТЕОТДАЧИ

Синюков Р.А.

*Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе,
SinykovR-9@yandex.ru*

Введение. Проблема увеличения нефтеотдачи пластов появилась практически с начала добычи нефти и до сегодняшних дней не теряет своей актуальности. Эффективность извлечения нефти из нефтеносных пластов современными, промышленно освоенными методами разработки во всех нефтедобывающих странах на сегодняшний день считается неудовлетворительной, хотя потребление нефтепродуктов во всем мире растет из года в год. Средняя конечная нефтеотдача пластов по различным странам и регионам составляет от 25 до 40%. Главной целью работы является выделение наиболее эффективного метода по увеличению продуктивности скважин, путем изменения давления в пласте, что поможет наиболее продуктивно добыть оставшиеся в пласте запасы нефти. Обратимся к гидродинамическим методам увеличения нефтеотдачи. Их условно можно разделить на две группы: резкое увеличение давления на пласт (гидравлический разрыв пласта) и резкое снижение гидростатического давления (метод направленной разгрузки пласта). Рассмотрим более конкретно первый тип. Гидравлический разрыв пласта - механический метод воздействия на продуктивный пласт, при котором порода разрывается по плоскостям минимальной прочности благодаря воздействию на пласт давления, создаваемого закачкой в пласт флюида. В результате гидравлического разрыва пласта кратно повышается дебит добывающих или приемистость нагнетательных скважин за счет снижения гидравлических сопротивлений. Высокопроводящие трещины гидравлического разрыва позволяют увеличить продуктивность скважин в 2 - 3 раза. Гидроразрыв пласта в зависимости от типа жидкости разрыва можно условно подразделить на кислотный, пропантный и пенный способы. Обычные гидроразрывы пласта с фильтрующими жидкостями, которые несложны для исполнения, применяют как первые обработки в новых скважинах с закольматированной призабойной зоной и пластовым давлением, близким к гидростатическому. Технологии обычных гидроразрывов пласта предусматривают неглубокое закрепление трещин и обеспечивают двух-, трехкратное увеличение текущего дебита нефтяных, газовых или приемистости нагнетательных скважин в низкопроницаемых (до 35 мкм²) пластах, толщиной не менее 5 м, залегающие на глубинах до 3500 м, а также в пластах с несколько большей проницаемостью (до 0,05 мкм²), но очень загрязненной призабойной зоной.

Многостадийный гидроразрыв пласта (МГРП) – последовательное выполнение нескольких работ на одной скважине. Цель – повышение продуктивности скважины, увеличение площади дренирования, повышение коэффициента извлечения углеводородов и, как следствие, экономической эффективности разработки месторождения. Существует множество технологических возможностей проведения данной операции и они постоянно совершенствуются. Существенные преимущества по сравнению с ГРП горизонтальные скважины имеют в водо- и газонефтяных зонах, где эффективно используются для снижения конусообразования. С помощью горизонтального ствола сложной траектории можно осуществлять выработку отдельных нефтяных линз малого объема, самостоятельная разработка каждой из которых экономически неэффективна, общая продуктивность таких скважин увеличивается на 71% в сравнении с обычным ГРП.

Заключение. Проанализировав, можно сделать вывод: МГРП имеет существенное преимущество перед другими способами добычи нефти в низкопроницаемых пластах, так как общая продуктивность в среднем повышается на 71%.

Список литературы

1. Желтов Ю.П., Христианович С.А. - О гидравлическом разрыве нефтеносного пласта // Известия Академии наук СССР. Отделение техн. наук. - 1955. - 5. - С. 3-41.
2. Казаку, В. В. Компьютерное моделирование эффективной промывки горизонтальных скважин / В. В. Казаку, Б. А. Овезов, С. Ю. Нестеренко // Молодые - Научкам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. – С. 154-156. – EDN UKBOWT.
3. Курамшина, Э. Р. Повышение коррозионной стойкости тампонажных материалов в условиях сероводородной агрессии / Э. Р. Курамшина, Б. А. Овезов, Н. В. Соловьев // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XV Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 01–02 апреля 2021 года. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2021. – С. 212-214. – EDN WNQNYV
4. Овезов, Б. А. Влияние геомагнитных возмущений на наклонно-направленное бурение в высоких широтах / Б. А. Овезов // Молодые - Научкам о Земле : Материалы IX Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 23 октября 2020 года / Редколлегия: В.А. Косьянов, В.Ю. Керимов, В.В. Куликов. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2020. – С. 167-168. – EDN LASINO.
5. Савинских, Д. А. Изучение и анализ эффективности технологии оснащения скважин умной двойной концентрической лифтовой колонной / Д. А. Савинских, Б. А. Овезов, Н. В. Соловьев // Достижения, проблемы и перспективы развития нефтегазовой отрасли : Сборник материалов VI Международной научно-практической конференции, Альметьевск, 25 ноября 2021 года. – Альметьевск: Альметьевский государственный нефтяной институт, 2021. – С. 77-80. – EDN OOMIQJ.

СТРОЕНИЕ, ВОЗРАСТ, ЭТАПЫ ФОРМИРОВАНИЯ ОТЛОЖЕНИЙ ПЕРВОЙ НАДПОЙМЕННОЙ ТЕРРАСЫ РЕКИ БРЯНКИ (БУРЯТИЯ)

Смирнов М.В.¹⁻³, Рыжов Ю.В.¹⁻⁴

¹ Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, Россия, smv.38@mail.ru

² Институт географии им. В.Б. Сочавы СО РАН, г. Иркутск, Россия

³ Иркутский государственный университет, г. Иркутск, Россия

⁴ Институт географии РАН, г. Москва, Россия

Введение. Одним из важнейших вопросов четвертичной геологии и палеогеографии является установление хронологии формирования речных террас и реакции речных систем на природно-климатические изменения на основе детального изучения их строения, генезиса и возраста слагающих их отложений и почв. В работе мы представляем результаты геоморфологических, седиментологических, палеогидрологических и геохронологических исследований, зафиксированных в отложениях первой надпойменной террасы рек в бассейне р. Селенги.

Цель исследования – выявление хронологии формирования отложений первой надпойменной террасы реки Брянки (бассейн р. Селенги), корреляция полученных данных с

опубликованными материалами о строении и этапах аккумуляции осадков покровного и аллювиального генетических комплексов.

Природные условия, объекты и методы исследования. Бассейн р. Селенги площадью 447 тыс. км² расположен в центре Евразии в Западном и Восточном Забайкалье, Северной и Центральной Монголии. Речные долины и котловины в бассейне р. Селенги характеризуется разнообразными природными условиями. Среднегодовая температура воздуха в долинах рек в бассейне р. Селенги изменяются от -3.7°C до $+2.3^{\circ}\text{C}$. Абсолютная минимальная температура воздуха изменяются от -41 до -55°C , поверхности почвы от -46 до -55°C . Зимой (ноябрь–март) в речных долинах и котловинах выпадает 5–12% годовой нормы осадков (13–80 мм) (Reimer et al., 2020). Средние температуры самого теплого месяца (июля) $18\text{--}24^{\circ}\text{C}$. Годовая норма осадков 240–440 мм (Reimer et al., 2020). До 75–80% годовой суммы осадков выпадает в летний период. Ландшафты речных долин в бассейне р. Селенги в северной части преимущественно таежные и лесостепные. В южных районах Республики Бурятия преобладают степные геосистемы.

При проведении полевых исследований основное внимание уделялось стратиграфии и литологии отложений и почв, характеристике аллювия и отложений покровного генетического комплекса разрезов первой надпойменной террасы. Определение абсолютного возраста погребенных почв выполнено в Санкт–Петербургском государственном университете и Институте геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН по углероду гуминовых кислот погребенных почв. Определение остаточной активности углерода выполнено на QUANTULUS–1220 (Liquid Scintillation Counters). Обобщены опубликованные данные о строении и возрасте отложений первой надпойменной террасы (Константинов, 1994; Рыжов и др., 2021; Andreeva, 2013; Lehmkuhl, 2011; White et al., 2013). Изучен разрез первой надпойменной террасы реки Брянки в Брянской котловине.

Результаты исследований. Детально исследованы отложения первой надпойменной террасы (высота 5–7 м) р. Брянки в Брянской котловине (рис. 1). Разрез расположен на правом берегу реки в 2.8 км южнее моста через р. Брянку в с. Старая Брянь в Заиграевском районе Республики Бурятия. Изучен гранулометрический и химический состав, выполнено радиоуглеродное датирование, выделены этапы формирования отложений, фазы высокой водности реки, определено время геоморфологического оформления террасы.

В разрезе террасы (рис. 1) выделяются отложения покровного (0–150 см) и аллювиального (150–405 см) генетического комплекса. В разрезе выявляется 4 пачки отложений: покровная (0–150 см), состоящая из трех гумусовых горизонтов почв и пылеватых золово-делювиальных супесей возрастом 8,35–0 кал. л.н.; верхняя аллювиальная (150–209 см), включающая пески, пылеватые супеси и три гумусовых горизонта погребенных почв возрастом $>8,7$ тыс. кал. л.н.; средняя аллювиальная супесчаная (209–305 см) из супесей желтовато–светло–серых, с тонкими прослоями разнозернистых песков с гравием; нижняя аллювиальная песчаная (305–405 см) из тонко– и мелкозернистых песков и супесей, разделенных прослоями разнозернистых песков с дресвой, гравием и щебнем и супесей. Инверсия радиоуглеродной даты на глубине 184–192 см связана с поступлением более молодого углерода по корням деревьев.

В гранулометрическом составе отложений и почв преобладают (52–82%) фракции мелко- и тонкозернистого песка (0,25–0,05 мм) (рис. 1 Б). В подошве разреза в слоях руслового аллювия их содержание снижается до 8–44%, увеличивается доля (до 46–85%) фракций крупно- и среднезернистого песка (1–0,25 мм). Доля пылеватых фракций (0,05–0,001 мм) – 4–33%. Содержание в почвах глины ($<0,001$ мм) 5–10%, гумуса 3–7,7%; в отложениях, соответственно, 2–8% и $<3\%$. (рис. 1 В).

Обсуждение результатов, дискуссия. Для бассейна р. Селенги существуют различия в оценке высот террас, возраста аллювия и покровных отложений (Антощенко–Оленев, 1982; Карасев, 2002; Константинов и др., 2016). Различия в высоте террас и кровли аллювия обусловлены различной водностью рек, мощностью осадков покровного комплекса. Слой последних варьирует от 0,5 до 3,5 м. Для более четкого выделения террас важно

диагностировать положение контактного горизонта (границы аллювиальных и покровных отложений), определить возраст кровли аллювия. По результатам наших исследований и опубликованным данным высота кровли аллювия первой надпойменной террасы составляет 3–5 м. Наиболее надежными критериями выделения террас являются особенности строения и состава их отложений.

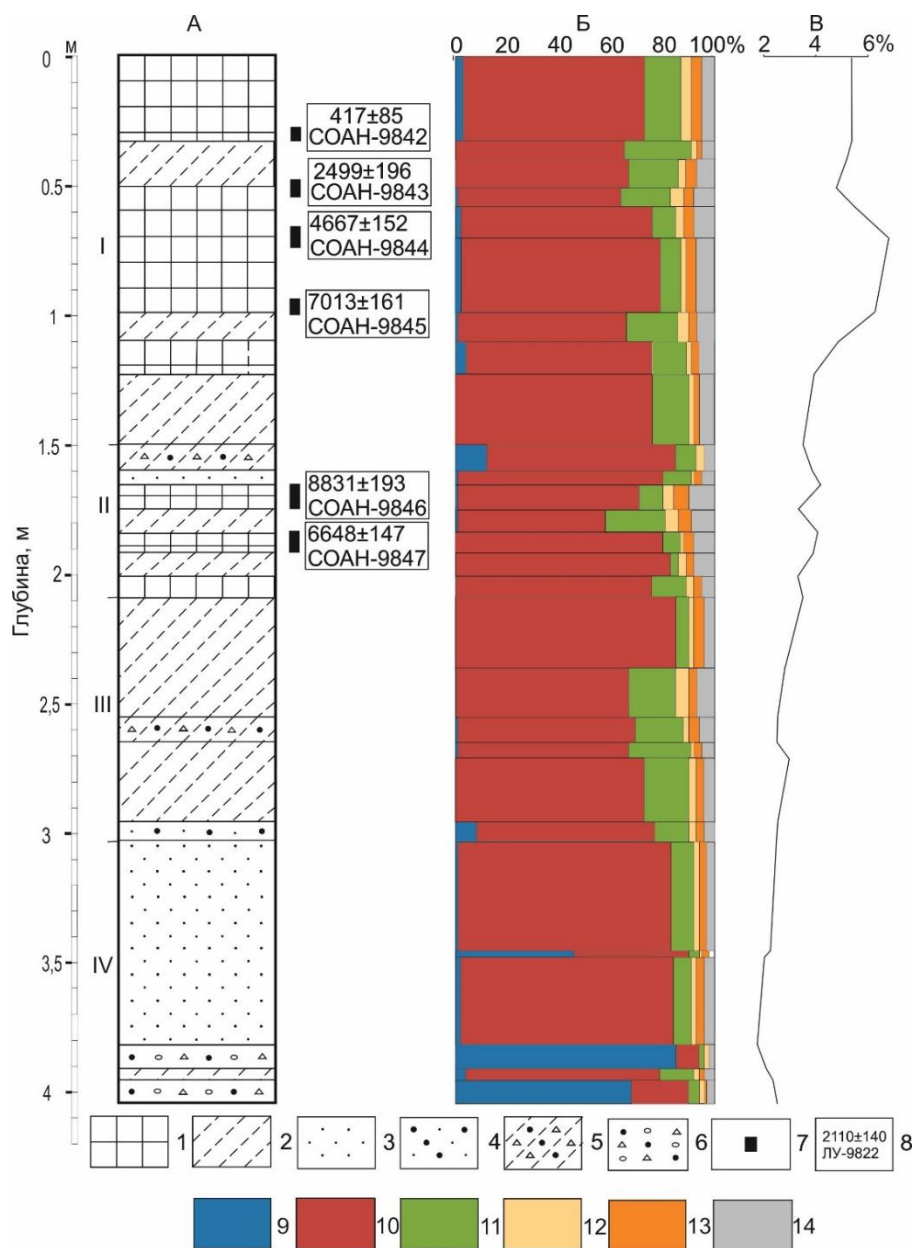


Рис. 1. Строение, абсолютный возраст (рис. 1 А), гранулометрический состав отложений (рис.1 Б), содержание гумуса (рис. 1 В) в разрезе первой надпойменной террасы р. Брянки. 1 – супесь гумусированная, суглинок легкий гумусированный; 2 – супесь; 3 песок мелко- и тонкозернистый; 4 – песок разнозернистый; 5 – супесь с включением крупнозернистого песка, дресвы и гравия; 6 – песок крупнозернистый с дресвой и гравием; 7–интервал отбора проб на ^{14}C ; 8 – календарный возраст (кал. л.н.) и лабораторный номер образца. Гранулометрический состав (рис. 1 Б, по Н.А. Качинскому, мм): 9 – 0–0,25, 10 – 0,25–0,05, 11 – 0,05–0,01; 12 – 0,01–0,005; 13 – 0,005–0,001; 14 – <0,001. I–IV– пакки отложений разреза. Пояснение в тексте.

В подошве разреза террасы залегают русловые отложения, представленные разнозернистыми песками, галечниками, супесями и суглинками с включением разнозернистых песков дресвы, гравия, гальки. Возраст осадков русловой фации первой надпойменной террасы 30–15 тыс. кал. л.н. (МИС 2) (Константинов, 1994). Пойменные отложения, перекрывающие русловой аллювий, датируются позднеледниковьем – ранним голоценом (15–8 тыс. кал. л.н.) (Константинов, 1994; Рыжов и др., 2021; Andreeva, 2013).

Нередко относительные отметки высокой поймы, первой надпойменной террасы сближены (Константинов, 1994), что затрудняет их идентификацию.

В разрезе первой террасы р. Брянки выделяются три гумусовых горизонта почв на глубине 166-192 см возрастом >8,7 тыс. кал. л.н. Выше на пылеватых супесях сформировались три погребенных почвы на глубинах 110-123, 51-99, 0-33 см, возрастом, соответственно 7,7-7,3, 7,1-2, 0,6-0 тыс. кал. л.н.

Для изучаемого разреза характерно формирование мощных полноразвитых почв в среднем – позднем голоцене 7-2(0) тыс. кал. л.н. после завершения накопления аллювия и выхода поверхности террасы из пойменного режима. Фазы высоких паводков, увеличение водности реки, аккумуляция разнозернистых песков с дресвой, гравием и щебнем датируются 8,6-8,3 тыс. кал. л.н. Полученные данные хорошо коррелируются с этапами осадконакопления и педогенеза в Селенгинском среднегорье (Голубцов и др., 2017).

Заключение. Речные отложения накапливались в различных геодинамических условиях, имеют горизонтальное, волнистое, наклонное залегание и представлены русловым и пойменным аллювием различной мощности и гранулометрического состава. При снижении высоты половодий и паводков на реке формировались органогенные отложения (гумусированные супеси и суглинки). Отложения первой надпойменной террасы начали аккумулироваться в сартанское время (МИС 2). Русловой аллювий накапливался в конце позднего неоплейстоцена, пойменный в позднеледниковье и раннем голоцене (15-8 тыс. лет). Отложения покровного генетического комплекса имеют голоценовый возраст, мощность до 3,5 м и представлены преимущественно эоловыми, делювиальными, пролювиальными песками, супесями, легкими суглинками, современной и погребенными почвами. Этапы почвообразования отражают снижение темпов экзогенных процессов, благоприятные природно-климатические условия. Выявляются фазы педогенеза различной продолжительности, длительный период формирования мощных почв в течение последних 7 тыс. лет в условиях террасы.

Список литературы

1. Антощенко-Оленев И.В. История природных обстановок и тектонических движений в позднем кайнозое Западного Забайкалья. – Новосибирск: Наука, 1982. – 158 с.
2. Голубцов В.А., Рыжов Ю.В., Кобылкин Д.В. Почвообразование и осадконакопление в Селенгинском среднегорье в позднеледниковье и голоцене. – Иркутск: Изд-во ИГ СО РАН, 2017. – 137 с.
3. Карасев В.В. Кайнозой Забайкалья. – Чита, 2002. – 128 с.
4. Константинов, М.В. Каменный век восточного региона Байкальской Азии. Улан-Удэ, Чита, 1994. 180 с.
5. Константинов М.В., Екимова Л.В., Верещагин С.Б. Таежный Чикой на рубеже камня и бронзы. Чита: Изд-во ЗабГУ, 2016. – 261 с.
6. Рыжов Ю.В., Голубцов В.А., Опекунова М.Ю. Формирование террас реки Тарбагатайки (Западное Забайкалье) в позднеледниковье и голоцене // География и природные ресурсы. – 2021. № – 2. – С. 132-140. <http://dx.doi.org/10.15372/GIPR20210214>
7. Andreeva D.B., Zech M., Glaser B., Erbajeva M.A., Chimitdorgieva G.D., Ermakova O.D., Zech W. Stable isotope ($\delta^{13}\text{C}$, $\delta^{15}\text{N}$, $\delta^{18}\text{O}$) record of soils in Buryatia, southern Siberia: Implications for biochemical and paleoclimatic interpretations // Quaternary International. – 2013. – Vol. 290-291. – P. 82-94. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.054>
8. Lehmkuhl F., Hülle D., Knippertz M. Holocene geomorphic processes and landscape evolution in the lower reaches of the Orkhon River (Northern Mongolia) // Catena. – 2012. – Vol. 98. – P. 17-28. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2012.06.003>
9. Lehmkuhl F., Hilgers A., Fries S., Hülle D., Schlütz F., Shumilovskikh L., Felauer T., Protze J. Holocene geomorphological processes and soil development as indicator for environmental change around Karakorum, Upper Orkhon Valley (Central Mongolia) // Catena. – 2011. – Vol. 87. – P. 31-44. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2011.05.005>
10. Reimer P. J., Austin W. E. N., Bard E., Bayliss A., Blackwell P. G., Bronk Ramsey C., Butzin M., Cheng H., Edwards R. L., Friedrich M., Grootes P. M., Guilderson T. P., Hajdas I., Heaton T. J., Hogg A. G., Hughen K. A., Kromer B., Manning S. W., Muscheler R., Palmer J. G., Pearson C., Van Der Plicht J., Reimer R. W., Richards D. A., Scott E. M., Southon J. R., Turney C. S. M., Wacker L., Adolphi F., Büntgen U., Capano M., Fahrni S. M., Friedrich R., Köhler P., Kudsk S., Miyake F., Olsen J., Reinig F., Sakamoto M., Sookdeo A., Talamo S. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0-55 calkBP) // Radiocarbon. – 2020. – Vol. 62. – No 4. – P. 725-757. <https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41>

11. White D., Preece R.C., Shchetnikov A.A., Dlussky K.G. Late Glacial and Holocene environmental change reconstructed from floodplain and aeolian sediments near Burdukovo, lower Selenga River Valley (Lake Baikal region), Siberia // Quaternary International. – 2013. – Vol. 290–291. – P. 68–81. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2012.11.007>

ГИДРОТЕРМАЛЬНЫЕ ГЕМАТИТОВЫЕ БРЕКЧИИ И ЖИЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ МЫС КОРАБЛЬ: МИНЕРАЛОГИЯ И ГЕНЕЗИС

Соловьёва А.Н.¹, Зозуля Д.Р.²

¹ УАиМ ФИЦ КНЦ РАН, Анапты, a.soloveva@ksc.ru

² Геологический институт КНЦ РАН, Анапты, d.zozulya@ksc.ru

Месторождение Мыс Корабль располагается в южной части Кольского региона, недалеко от деревни Кашкаранцы, рядом с р. Лодочный. В восточной части месторождения в приливно-отливной зоне обнажаются гематитовые жилы и брекчии, приуроченные к двум системам трещин в коренных песчаниках. Жилы формируют кусты, реже представлены отдельными телами. Протяжение жил по простиранию варьирует от 2 до 15 метров, мощность может составлять от 3 до 20 см. Зоны брекчирования, которые наблюдаются вблизи жил, имеют видимые выходы на поверхность около 1-2 м², размеры обломков варьируют от 1 до 10 см.

В ходе исследования гематитовых жил и брекчий, и вмещающих песчаников были выделены три разновидности оксидных минералов железа.

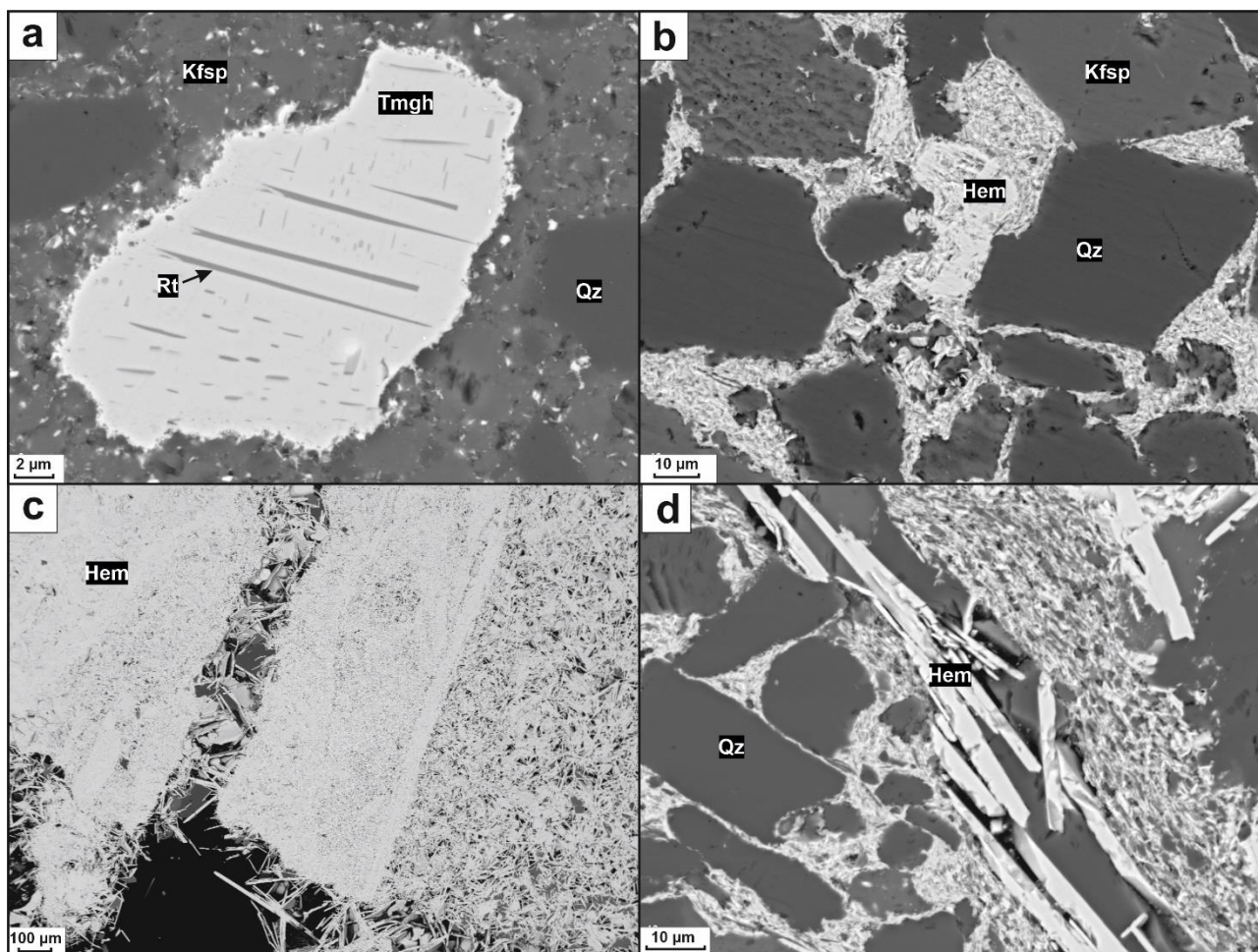


Рис. 1. Текстурные особенности гематитовых жил и брекчий (BSE фото): а – титаносодержащий магнетит во вмещающем песчанике с ламелями рутила; б – морфология и структура пористого гематита; с - скопление пластинчатого гематита, демонстрирующее размер зерен; d - отдельные зерна пластинчатого гематита в обломке песчаника брекчии.

Qz – кварц; Hem – гематит; Rt – рутил; Kfsp – калиевый полевой шпат.

Первая разновидность встречается в виде неправильных, угловатых зерен титаномагнетита. В основном эта разновидность наблюдается в песчаниках и по своим размерам сопоставим с другими породообразующими минералами (рис. 1а). Нередко наблюдаются структуры распада с выделением субпараллельных ламелей рутила (рис. 1а). Также часто встречаются зерна с неровными краями, которые говорят о растворении этого минерала (рис. 1а).

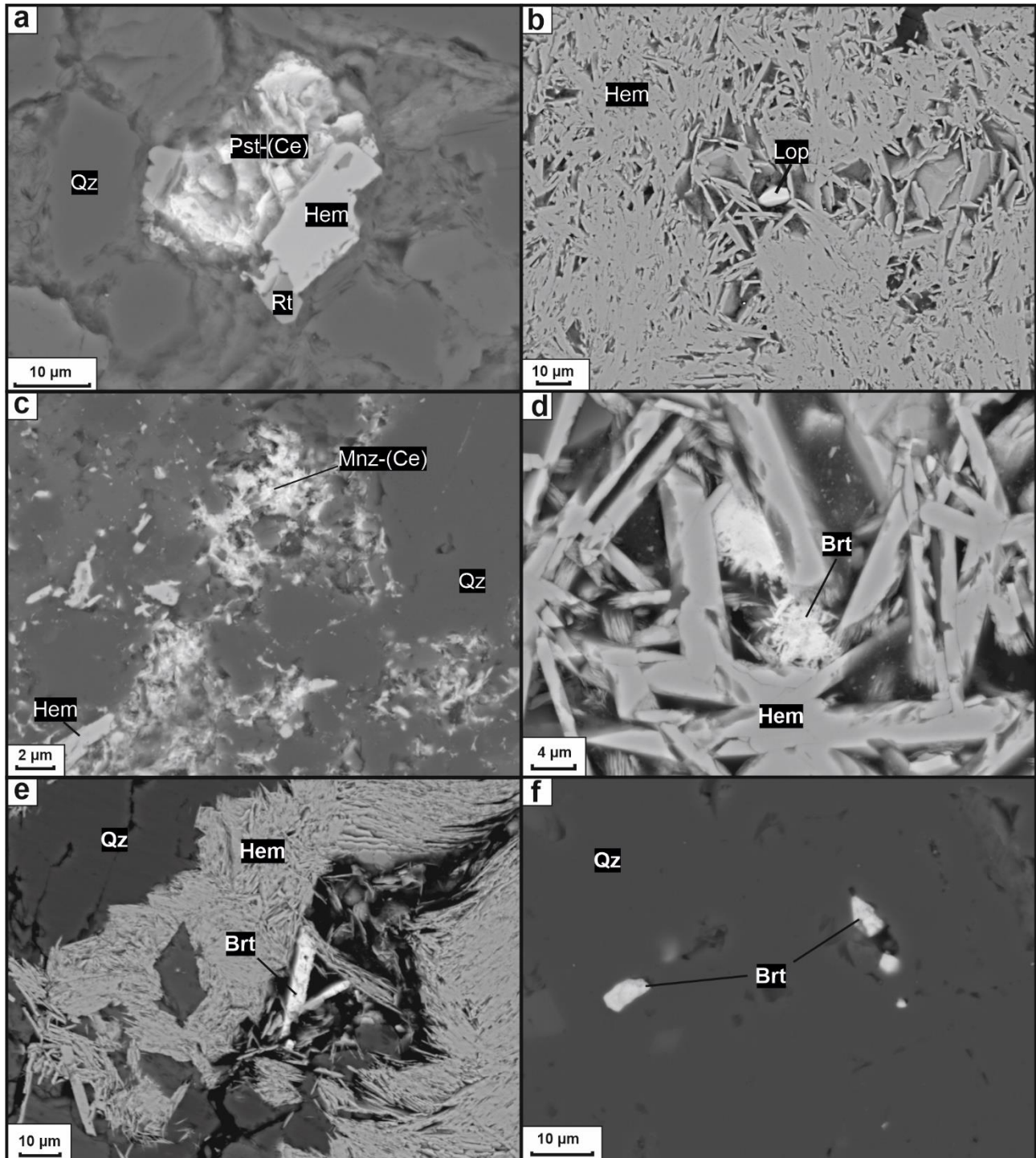


Рис. 2. BSE фото REE и аксессуарных минералов: а – паризит – (Ce); б – лопарит; с – монацит-(Ce); д – скопления мелкокристаллического барита в интерстициях пластинчатого гематита; е - вытянутое зерно барита в контракционной трещине с гематитом; ф - барит в кварце.

Qz – кварц; Hem – гематит; Rt – рутил; Mnz-(Ce) – монацит-(Ce); Pst-(Ce) – паризит-(Ce); Brt – барит; Lop - лопарит.

Вторая разновидность встречается во вмещающих красноцветных песчаниках и представляет из себя пористый гематит, который заполняет межзерновое пространство между кварцем и полевым шпатом (рис. 1b). Согласно полученным данным для данной разновидности гематита было установлено значительное содержание таких примесей как Ti, Mn, V (MnO – 0.06 мас. %; TiO₂ – 1.99 мас. %; V₂O₅ – 0.16 мас. %) (Зозуля и др., 2021).

Третья разновидность представляет из себя скопления мелкокристаллического пластинчатого гематита, который слагает основную массу жил и брекчий (рис. 1c). Размер зерен в таких участках составляет несколько микрон. Однако на участках, сложенные гематитом и породообразующими минералами красноцветных песчаников (кварц, полевой шпат) размер зерен гематита значительно увеличивается, достигая 20 μm. Также стоит отметить наличие контракционных трещин в образцах, которые сложены более крупными зернами пластинчатого гематита (до 30 μm), что указывает на свободный рост в пустотах трещин остывания (рис. 1c). Помимо этого, наблюдаются отдельные вытянутые зерна гематита в обломках песчаника, что свидетельствует о проникновении раствора через поры во вмещающие породы (рис. 1d). Важной особенностью пластинчатого гематита является наличие нерегулярной, но значительной примеси WO₃ (до 1 мас. %).

Помимо оксидов железа, важной составляющей является наличие в гематитовых жилах, брекчиях и песчаниках REE минерализации, сульфидов железа, барита.

REE минералы. В ходе изучения были обнаружены такие REE минералы как паризит-(Ce), монацит-(Ce), лопарит. Паризит встречается в околожильных песчаниках и образует мелкие (2–5 μm) пластинчатые субидiomорфные зерна, которые находятся в тесной ассоциации с пластинчатым гематитом, заполняя интерстиции между кварцем и полевым шпатом. Монацит-Ce образует мелкокристаллические зерна размером 2–10 μm ксеноморфной, угловатой формы, заполняя пустоты в песчаниках вместе с гематитовым цементом. Лопарит встречается непосредственно в гематитовых жилах и брекчиях, образуя угловатые небольшие зерна между пластинчатым гематитом (до 2 μm).

Сульфиды железа. В одном из образцов в зернах кварца были обнаружены сульфиды Fe – пирротин и пирит, которые образуют небольшие зерна (5–10 μm) изометричной/неправильной формы. Поскольку минералы единичны, имеют окатанные формы и не характерны для песчаников их происхождение несет аллотигенный характер.

Барит. Минерал образует мелкокристаллические звездчатые скопления вытянутых зерен до 1 μm между зернами пластинчатого гематита, а также в виде вытянутых зерен размером до 15 μm, которые располагаются в контракционных трещинах. Помимо этого, в «пустотах» кварца барит формирует зерна эвгедраальной формы до 4 μm.

По совокупности полученных данных, авторы представляет следующую последовательность образования гематитовых жил и брекчий восточной части месторождения Мыс Корабль (Соловьёва и др., 2023).

В условиях рифтогенеза происходило осадконакопление, где кластогенные породы в дальнейшем уплотнялись, претерпевали физико-химические изменения (диагенез) и превращались в песчаники, сцементированные пористым гематитом. Для данного типа гематита характерно повышенное содержание титана, возможно, за счет перекристаллизации аллотигенного титаносодержащего магнетита в окислительных условиях. Далее в ходе тектонической активизации Кандалакшского авлакогена, происходила перекристаллизация и/или частичное растворение пористого гематита. В результате чего формировались вкрапленные руды в песчаниках с отложением гематита (с низким содержанием Ti или полным его отсутствием, с повышенным содержанием W и V). Данная стадия характеризуется дальнейшим повышением окисленности межпоровых гидротермальных растворов и привнесом в систему сидерофильных и литофильных элементов (Ba, W, REE, V). Стоит отметить, что менее «подвижный» титан осаждался в виде интерстиционного рутила (возможно, его низкотемпературной модификации – брукита), а также ильменита во вмещающих песчаниках. Далее в ходе тектонической разгрузки межпоровый железо-насыщенный раствор мигрирует в разломные зоны и формируются жилы, состоящие, главным

образом, из гидротермального (пластинчатого) гематита с примесью кварца и калиевого полевого шпата. Помимо этого, вероятно, с этим раствором произошел привнос таким минералов как: редкоземельные фосфаты, карбонаты, оксиды. Важно отметить, что для пластинчатого гематита на ранних стадиях его формирования наблюдается стехиометрический состав, в то время как на поздних стадиях минерал содержит примесные элементы W и V. При остывании жил и брекчий формировались контракционные трещины, заполненные относительно более крупнозернистым гематитом и кварцем. Дальнейшая циркуляция гидротермальных растворов по сформированным жилам и брекчиям приводила к выщелачиванию некоторых участков и формированию миароловых пустот с щетками кварца.

Текстурно-структурные характеристики, наличие REE и сульфидно-сульфатной минерализации (паризит-(Ce), монацит-(Ce), лопарит, пирротин, пирит, барит) и особенности химического состава рудного минерала (низкотитанистый гематит с повышенным содержанием W) гематитовых жил и брекчий месторождения Мыс Корабль является характерной особенностью для месторождений типа ЮСГ (например, Олимпик Дэм в Австралии (Ehrig et al., 2012; 2021)), что даёт возможность предположить их генезис по сходному механизму.

Благодарности. Работа выполнена в рамках темы НИР № 0226-2019-0053 и гранта Российского научного фонда № 22-17-20002 (<https://rscf.ru/project/22-17-20002/>).

Список литературы

1. Зозуля Д.Р., Соловьёва А.Н., Чикирёв И.В. Уникальные гематитовые жилы Терского побережья, Кольский регион: состав, структурно-текстурные особенности и генезис // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2021. №.18. 177-182 с.
2. Соловьёва А.Н., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э., Чикирёв И.В. Особенности формирования гематитовых брекчий мыса Корабль (Кольский регион) по минералогическим данным // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2023. №.20. 459-467 с.
3. Ehrig K., Kamenetsky V.S., McPhie J., Macmillan E., Thompson J., Kamenetsky M., Maas R. Staged formation of the supergiant Olympic Dam uranium deposit, Australia // *Geology*. 2021. V. 49. P. 1312-1316. <https://doi.org/10.1130/G48930.1>
4. Ehrig K., McPhie J., Kamenetsky V.S. Geology and mineralogical zonation of the Olympic Dam Iron Oxide Cu-U-Au-Ag deposit, South Australia // *Society of Economic Geologists*. 2012. N. 16. P. 237–267.

ВОЗРАСТ СУБЩЕЛОЧНЫХ ГНЕЙСО-ГРАНИТОВ КОЛВИЦКОГО МАССИВА: НОВЫЕ U-Pb ДАННЫЕ

Стешенко Е.Н.¹, Баянова Т.Б.^{1,2}, Чащин В.В.¹

1- Геологический институт КНЦ РАН, e.steshenko@ksc.ru

2- Институт динамики геосфер ИДГ РАН, г. Москва

Колвицкий габбро-анортозитовый массив расположен на юге Кольского полуострова, в районе Колвицкой губы Кандалакшского залива Белого моря. В верхней части разреза Колвицкого массива среди гранат-пироксен-плагиоклазовых кристаллосланцев встречены небольшие тела субщелочных гнейсо-гранитов. Предыдущими исследователями (Прияткина, Шарков, 1979; Крылова, 1983) установлен секущий характер контактов субщелочных гранитов с кристаллосланцами. На U-Pb датирование из мономинеральной фракции цирконов были отобраны зерна трех морфотипов (Рис. 1). Первый тип представлен длиннопризматическими кристаллами светло-желтого цвета. Зерна прозрачные, поверхность слабо корродирована, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.420x0.175 мм, $K_u=2.4$. Величина массы среднего кристалла – 44.1×10^{-6} г. В спирте зональность не просматривается. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность. Второй тип циркона представляет собой длиннопризматические кристаллы темно-коричневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность слабо корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.350x0.175 мм, $K_u=2$. Величина массы среднего кристалла – 42.8×10^{-6} г. В спирте зональность не просматривается. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность.



Рис. 1. Типы циркона из субщелочного гнейсо-гранита Колвицкого массива.

Третий морфотип представлен призматическими кристаллами темно-коричневого цвета. Зерна прозрачные, поверхность слабо корродированна, блеск стеклянный. Средние размеры – 0.280x0.175мм, $Ky=1.6$. Величина массы среднего кристалла – 34.3×10^{-6} г. В спирте зональность просматривается слабо. В BSE и CL выявлена внутрифазовая неоднородность.

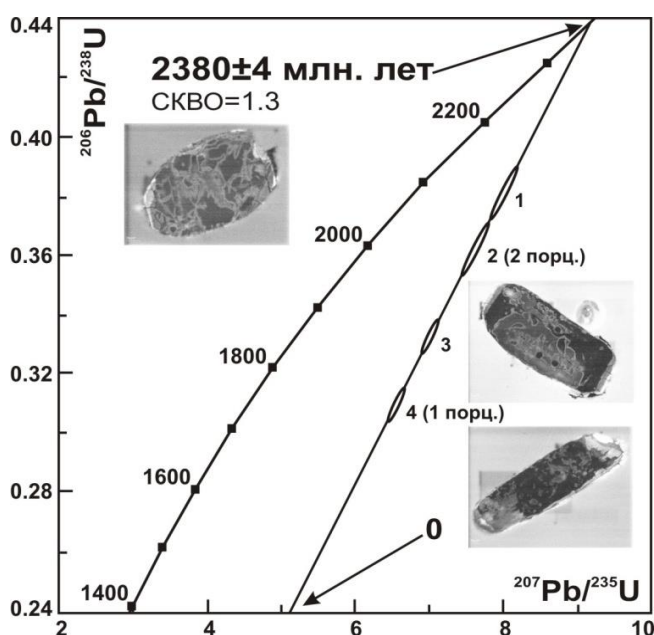


Рис. 2. Изотопная U-Pb диаграмма с конкордией для циркона из субщелочного гнейсо-гранита, Колвицкий массив.

Полученный возраст 2380 ± 4 млн. лет отражает время формирования тел субщелочных гнейсогранитов секущих основные гранулиты Колвицкой зоны. (Рис. 2). Подобные тела субщелочных гнейсогранитов распространены в поясе Танаэля, который является аналогом Колвицкой зоны. Для пород пояса Танаэль характерны розовые микроклиновые граниты, которые обычно расланцованы и образуют линзы конкордантных тел в гранатовых амфиболитах. Возраст расланцованных гранитов Леммикаспяло (Meriläinen, 1976) – около 2360 млн лет по данным U-Pb классического анализа цирконов.

Исследования выполнены по теме государственного задания 0226-2019-0053 и частичной поддержке грантов РФФИ № 21-17-00161, 22-77-10049.

Список литературы

1. Крылова М.Д. Геолого-геохимическая эволюция лапландского гранулитового комплекса. Л., 1983. 160 с.
2. Прияткина Л.А., Шарков Е.В. Геология Лапландского глубинного разлома (Балтийский щит). М.; Л., 1979. 128 с.
3. Meriläinen K. The granulite complex and adjacent rocks in Lapland, northern Finland//Geol. Surv. Finl. Bull. 1976. No. 281. 129 p.

ОБЗОР ПРЕДПОЛАГАЕМЫХ МЕТЕОРИТНЫХ СТРУКТУР ЛЕНИНГРАДСКОЙ ОБЛАСТИ

Суханова К.Г.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, cris.suhanova92@yandex.ru

По данным Earth Impact Database (2023) на сегодняшний день в мире достоверно определено 190 крупных импактных кратеров, оставленных от падения метеоритов. Метеоритные кратеры представляют собой углубление, появившееся на поверхности небесного тела при падении тела меньшего размера. Наиболее крупные кратеры (более 2 км в диаметре) называют астроблемами.

В Российской Федерации открыто 15 достоверных крупных (более 10 км в диаметре) метеоритных кратеров, хотя, по подсчетам Комитета по метеоритам РАН, за весь фанерозой на территории России могло образоваться порядка 100-200 кратеров, диаметром более 200 м (Вальтер, Гуров, 1979). Учитывая активную геологическую историю и частоту метеоритного кратерообразования, можно предположить, что большинство кратеров еще до сих пор не открыто.

По данным Полного каталога ударных структур Земли А.В. Михеевой (2023) (далее – Каталог), на территории России выделяется порядка 80 объектов, из которых 11 относятся к достоверным, 15 – к вероятным, 38 – предполагаемые и 15 - неустановленные.

В Северо-Западном федерально округе в Каталог (2023) внесено 17 объектов, два из которых определены достоверно – астроблема Янисъярви (республика Карелия) и Мишиногорский кратер (Псковская область). Также в число предполагаемых метеоритных структур СЗФО входят такие дискуссионные объекты как Ладожское и Онежское озера, Ловозерский и Хибинский массивы и остров Валаам.

На сегодняшний день в Ленинградской области достоверно не зарегистрировано ни одного импактного кратера. Благодаря хорошей геологической изученности района, широкому развитию инфраструктуры, высокой плотности населения и истории освоения, местными геологами были выдвинуты несколько объектов предполагаемого космического происхождения.

До сих пор ни один из этих объектов не изучен детально и обладает только косвенными признаками импактных кратеров, к которым обычно относят морфологию (кругообразные очертания) объекта, находки метеоритного вещества, признаки ударного метаморфизма и наличие высокобарических минералов, а также локальные геофизические аномалии. Осложняет поисковые работы в регионе следы деятельности последнего оледенения, заболоченность территории, высокая влажность и климатические условия, которые приводят к интенсивной эрозии метеоритных структур и их захоронению (Вальтер, Гуров, 1979).

Хорошим примером сохранности метеоритных структур в схожих геологических и климатических условиях являются импактные кратеры Каали на острове Саарема в Эстонии. Структуры отличаются малым размером (около 200 м в диаметре), четко выраженной округлой формой и находками метеоритного вещества (Масайтис, 1980).

В Ленинградской области по разным источникам выделяют 10 метеоритных структур:

1. Белые пески, г.Сосновый Бор (Каталог, 2023);
2. гора Кирхгоф, Ломоносовский район (Хазанович-Вульф, 2011);
3. Копанская аномалия, Кингисеппский район (Саммет, Насонова, 2010);
4. Котловский купол (Котлы), Кингисеппский район (Хазанович-Вульф, 2011);
5. Самро озеро, Сланцевский и Лужский район (Хазанович-Вульф, 2011);
6. Озеро Мочлы, Лужский район (Воинов, 2014);
7. Турлинская аномалия, Киришский район (Саммет, Насонова, 2010);
8. Заборье, Бокситогорский район (Каталог, 2023);
9. Мичуринское и Красное озера, Приозерский район (Саммет, Насонова, 2010);
10. Ладожское озеро (Каталог, 2023);

Наиболее известным в Ленинградской области предполагаемым метеоритным кратером является углубление в парке «Белые пески» в центре г. Сосновый Бор. Размер кратера составляет около 100 м, перепад высоты – до 10 м (Каталог, 2023). Кратер заполнен песком,

по неподтвержденным данным, не характерным для метеоритных кратеров. Появление кратера объясняется как результат воздушного взрыва метеорного тела или падения небольшой ледяной кометы.

Гора Кирхгоф относится к Дудергофским высотам, которые представляют собой группу холмов ледникового происхождения. Г. Кирхгоф расположена в Ломоносовском районе, а горы Воронья и Ореховая в Красносельском районе. По мнению геолога-планетолога К.К.Хазановича (Хазанович-Вульф, 2011), к восточному склону Кирхгофской возвышенности может быть приурочен доледниковый метеоритный кратер размером 2.2x1.1 км и глубиной до 50 м. В таком случае «бульдозерная» работа ледника могла быть еще более облегчена непрочностью левых склонов доледниковых долин. Породы на Кирхгофской возвышенности находятся в сильно нарушенном залегании. Слои известняков превращены в щебенку, углы падения слоев достигают 50-60° в разные стороны, местами они поставлены «на голову» или находятся в опрокинутом состоянии.

Копанская аномалия расположена в Кингисеппском районе и представляет собой озеро продолговатой формы, протягивающееся с севера на юг на 7 км. Ширина озера составляет 1.4 км. Глубина в некоторых местах достигает 24 м, при этом дно озера уходит на глубину довольно резко. Берега озера высокие с песчаными пляжами (Кирилова, Распопов, 1971). В центральной части озера на большинстве космических снимков отчетливо выделяется кратеровидная структура около 500 м диаметром, окруженная валом типа «центральной горки», характерной для большинства метеоритных кратеров. В современном рельефе это образование на местности не выражено (Саммет, Насонова, 2010).

Возраст Копанской аномалии довольно уверенно датируется как ранне-средне-четвертичное время – до образования послеледниковых террас Финского залива, хорошо выделяемых непосредственно к северу от аномалии вдоль шоссе Старое Гарколово- Сосновый Бор.

Благодаря поисковому бурению на радиоактивные "диктионемовые сланцы" пакерортского горизонта нижнего ордовика в конце 40-ых годов прошлого века была выделена концентрическая структура рядом с пос. Котлы, Кингисеппский район. Результаты бурения позволили построить схематическую карту, определить диаметр структуры (7 км) и выделить затухание дислоцированности разреза с глубиной, что характерно для структур, оставленных воздушным взрывом, исследования показали отсутствие следов импакта (Хазанович-Вульф, 2011).

Озеро Самро находится на юго-западной границе Ленинградской области с Псковской, в 50 км от подтвержденной Мишиногорской астроблемы. Хотя берега озера сложены четвертичными отложениями, расположение озера на трассе пролета космических тел по линии Мишина Гора - Сямозеро (Карелия) - Чёшская губа, а также ровная овальная форма, указывают на импактное происхождение котловины озера (Хазанович-Вульф, 2011). Диаметр составляет 6-8 км, ложе представляет собой блюдцеобразную котловину с обширным плоским дном. Преобладающие глубины озера менее 1 метра, и только у восточного края, несколько отступая от берега, пролегает узкая впадина глубиной до 5 - 6 метров. Дно в этой части песчано-галечное (Кирилова, Распопов, 1971).

Озеро Мочлы, расположенное в 5-6 километрах к северо-западу от города Луги, имеет округлую форму (диаметр варьирует от 180 до 250 метров), четкую береговую линию, достаточно крутые береговые склоны. По периметру озеро окаймлено хорошо выраженными повышениями рельефа, образующими вал высотой от 5-6 до 10-12 метров от уреза воды (Воинов, 2014).

Турлинская аномалия, находящаяся на границе Тихвинского и Киришского районов, представляет собой кольцеобразную структуру, отчетливо выделяющуюся на спутниковых снимках, с хорошо выраженным береговым валом высотой до 3 – 4 м вдоль кратерного озера, в центре которого в настоящее время растет смешанный лес. Предполагаемый молодой возраст объекта (3 тыс. лет) может быть подтвержден при изучении преданий местного населения (Саммет, Насонова, 2010).

К югу от Турлинской аномалии находится ряд объектов, предполагаемого метеоритного происхождения, в том числе Пожупинское озеро – охраняемая территория (ООПТ) регионального значения. Озеро представляет собой вторичный водоем, северная часть которого врезана в моренные холмы, а южная — в болотный массив. Наблюдаемое на берегах опускание торфяных блоков по линиям взаимопересекающихся разрывов свидетельствует о торфяной тектонике. Диаметр озера - до 400 м, глубина — до 2-4 м. Озеро бессточное (Кирилова, Распопов, 1971). Торфяные блоки, опущенные по берегам озера на 2-3 м относительно друг друга могут свидетельствовать о появлении озера в результате удара метеорита в четвертичное время, когда мощность торфа в болотном массиве была уже достаточно большая, не менее 3 – 4 м (Кирилова, Распопов, 1971).

Озеро Заборье находится в двух километрах от поселка Заборье в Бокситогорском районе. Представляет собой практически идеально круглое озеро 800 м в диаметре. Входит в каталог импактных структур А.В. Михеевой вместе с мелким озером сателлитом, диаметром 200 м (Каталог, 2023).

Мичуринское озеро в Приозерском районе находится на склоне центральной Карельской возвышенности, в низине между холмами. На космических снимках наблюдается структура кратера диаметром до 5 км, с кратерным валом высотой до 70 – 80 м. По данным бурения, между кратерными валами расположена структурная впадина глубиной более 50 м, северная часть которой пересекается зоной аномального магнитного поля положительного знака, шириной от 0,7 до 2,5 км, отражающего интрузии кристаллических пород фундамента основного состава. В пределах этой зоны выделяются более интенсивные аномалии геомагнитного поля до 330 нТл (Саммет, Насонова, 2010).

В 5 км к западу от Мичуринского озера находится оз. Красное, интересное наличием на его дне озерных железных руд с повышенным содержанием никеля и марганца, которые в XVIII – XIX веках периодически разрабатывались. Уже на небольшом расстоянии от берега на дне озера встречаются скопления темно-бурых железистых конкреций диаметром редко более 3 – 4 см. В связи с тем, что на космических снимках близ юго-восточного конца озера севернее д. Коробицино отчетливо выделяется погребенное кратерообразное образование с радиальными лучами, характерное для метеоритных кратеров, есть предположение, что источником железа, марганца и никеля в озере может оказаться крупное тело никележелезистого метеорита дочетвертичного или раннечетвертичного возраста (Саммет, Насонова, 2010).

Ладожское озеро на сегодняшний день сложно представить в качестве метеоритного кратера. Тем не менее, в пользу импактной теории происхождения озера относят концентрическое строение его дна, где северная, глубокая часть, представляет собой кратер взрыва, а остальная, мелководная часть, – кальдеру проседания. Находки пород с признаками ударно-взрывного плавления и стеклования, а также присутствие базальтов косвенно подтверждают гипотезу (Каталог, 2023).

Таким образом, на территории Ленинградской области обнаружено 10 различных объектов, демонстрирующих признаки метеоритного воздействия. Подтверждение их импактного происхождения требует дополнительного изучения и экспедиционных работ. Тем не менее открытие метеоритных структур в Ленинградской области позволит создать дополнительную точку притяжения за пределами Санкт-Петербурга и поспособствует развитию туризма в регионе.

Список литературы

4. Earth Impact Database. http://www.passc.net/EarthImpactDatabase/New%20website_05-2018/Index.html
5. Вальтер А.А., Гуров Е.П. Установленная и предполагаемая распространенность взрывных метеоритных кратеров на Земле и их сохранность на Украинском щите // Метеоритные структуры на поверхности планет. – М.: Наука, 1979. С. 126-148.
6. Воинов В. Н. Озеро Мочлы, Песно, Самро - лужские астроблемы? // Лужский край. Вып. 4. - Луга : Издательство Голубева, 2014. С. 143-155
7. Кириллова В.А., Распопов И.М. Озера Ленинградской области. Л.: Лениздат, 1971. 152 с.

8. Масайтис В. Л., Данилин А. Н., Машак М. С. и др. Геология астроблем. Л.: Недра, 1980. 231 с.
9. Полный каталог ударных структур Земли А.В. Михеевой, ИВМиМГ СО РАН. <http://labmpg.sscc.ru/Impact/>
10. Саммет Э.Ю., Насонова Л.Д. Геологические загадки Ленинградской области. СПб.: ИПК Вести, 2010г. 102 с.
11. Хазанович-Вульф К.К. Астероиды, кимберлиты, астроблемы. СПб.: Геомастер, 2011. 192 с.

ТЕРМИЧЕСКОЕ ОБЕЗВРЕЖИВАНИЕ ОТХОДОВ ВОДООТВЕДЕНИЯ С ПОСЛЕДУЮЩИМ ВКЛЮЧЕНИЕМ ЗОЛЫ СЖИГАНИЯ В ЦИКЛ ПРОИЗВОДСТВА СТРОИТЕЛЬНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Сучков Д.В.

Санкт-Петербургский горный университет, Suchkov_DV@pers.spmi.ru

В число главных экологических целей ОАО «РЖД» входит снижение сброса загрязненных сточных вод. Это достигается за счет строительства и реконструкции сооружений по их очистке. Зачастую локальные очистные сооружения ОАО «РЖД» обслуживают не только объекты железнодорожной инфраструктуры, но также и населенные пункты, на территории которых располагаются. Рост объемов очищаемых стоков приводит к увеличению количества сопутствующих отходов, в том числе, осадка сточных вод (ОСВ), который чаще всего направляется на захоронение на полигонах складирования и не используется повторно. Тем временем одной из целей экологической политики ОАО «РЖД» также является увеличение доли обезвреживания и вовлечения отходов производства и потребления во вторичный оборот.

Одним из наиболее перспективных способов утилизации ОСВ является сжигание, позволяющее снизить объем отхода до 10 раз с образованием золы сжигания ОСВ. За счет большей инертности и меньшей реакционной способности, зола имеет более широкую область применения в качестве вторичного ресурса. Примерами успешного использования ОАО «РЖД» технологии сжигания отходов являются комплексы термического обезвреживания отходов (КТО-500) в Ярославской и Иркутской областях. Подтверждением эффективности применения технологии инсинерации для утилизации ОСВ является деятельность ГУП «Водоканал Санкт-Петербурга», где внедрение сжигания ОСВ позволило добиться его полной утилизации.

Тем временем, рост спроса на строительные материалы требует поиска альтернатив их получения, в том числе – из термически обработанных отходов. Таким образом, исследование нацелено на решение **актуальной проблемы** полезной утилизации отходов водоотведения. **Целью** является разработка наиболее экологически эффективной, доступной и экономически выгодной технологии по переработке, обезвреживанию и утилизации отходов водоочистных систем. В качестве объекта исследования выступают отходы очистки сточных вод (на примере осадков сточных вод локальных очистных сооружений предприятий-филиалов ОАО «РЖД»). Предметом исследования является потенциал использования технологии инсинерации для утилизации ОСВ, а также перспективы применения получаемой золы сжигания ОСВ для производства строительных материалов.

Предлагаемое комплексное техническое решение позволяет использовать термически обработанные отходы, образующиеся на предприятиях ОАО «РЖД», для производства легкого золобетона. Замена золой до 10% цемента по массе в составе цементно-песчаной смеси позволит производить золобетон по параметрам не ниже стандартного легкого бетона (Литвинова, Сучков, 2023). О возможности применения термически обработанных отходов в строительстве упоминается и в информационно-техническом справочнике по наилучшим доступным технологиям ИТС 10-2019 «Очистка сточных вод с использованием централизованных систем водоотведения поселений, городских округов».

Возможность использования технологии термической утилизации осадка сточных вод с дальнейшим применением золы в составе строительных материалов обосновано результатами лабораторных исследований состава и свойств как исходного осадка, так и получаемой золы.

Материал для исследований – осадок сточных вод – предоставлен очистными сооружениями станции Будогощь Волховстроевского региона Октябрьской железной дороги.

В ходе подготовки исследования было выполнено теоретическое и лабораторное обоснование возможности полезного использования отходов водоочистных сооружений; установлено соответствие золы требованиям к компонентам легких бетонов; подтверждена сохранность прочностных свойств бетона при внесении в состав сырьевой смеси золы в качестве замены части цемента.

Проведенные исследования ОСВ позволяют предварительно подтвердить возможность использования технологии сжигания для утилизации отхода, а также соответствие установленных характеристик ОСВ аналогичным показателям твердого топлива. В частности, показатель удельной теплоты сгорания составил 18 МДж/кг. Подтверждено, что ОСВ в перспективе может являться топливом, аналогичным по теплотворной способности каменному или бурому углю. По данной характеристике ОСВ превосходит даже торф. Последствием высокой исходной влажности является увеличение количества отхода, а также уменьшение теплоты сгорания. Поэтому одним из важнейших этапов подготовки ОСВ к сжиганию должна являться его сушка до влажности не более 75%. На основании данных экспериментального озоления установлено, что выход зольного остатка составит порядка 300 кг с 1 т ОСВ. Подтвержден ранее установленный показатель зольности ОСВ ~30%.

Как ОСВ, так и зола его сжигания отнесены к IV классу опасности на основе данных о качественном и количественном составе, полученных при помощи рентгенофлуоресцентного анализа и методом атомно-абсорбционной спектроскопии, что подтверждено результатами биотестирования.

В рамках данной работы был выбран способ получения золобетона, в котором зола используется в качестве замены части цемента. Как компонент бетонной смеси, зола должна соответствовать ряду требований, установленных нормативной документацией. Полученные в ходе дальнейших лабораторных исследований данные позволяют подтвердить, что зола сжигания ОСВ соответствует требованиям к химическому составу для основных зол-компонентов бетона согласно *ГОСТ 25818-2017 Золо-уноса тепловых электростанций для бетонов. Технические условия*, а также входит в допустимый диапазон значений влажности, плотности и других характеристик (Данилович, Сканави, 1988).

Применение золы обосновано, если при проведении дальнейших испытаний золобетонной смеси будут обеспечиваться требуемые физико-механические показатели бетона. Для определения прочностных характеристик золобетонной смеси были изготовлены образцы из цементного раствора. В образцах, кроме контрольного, часть цемента была заменена золой в количестве от 5 до 50 процентов.

По результатам испытаний образцам золобетона был присвоен класс или марка по параметрам прочности на изгиб/сжатие и плотности. Была подтверждена сохранность прочностных свойств бетона при замене золой до 10% цемента по массе в составе цементно-песчаной смеси. что позволит производить золобетон по параметрам не ниже D1300 (плотность не ниже 1,3 г/см³) Вtb2 (прочность на изгиб не менее 2 МПа) М200/В15 (прочность на сжатие не менее 15 МПа) согласно *ГОСТ 25820-2014 Бетоны легкие. Технические условия*.

Итогом инновационной разработки являются авторские рекомендации по составу сырьевой смеси для производства золобетона с использованием золы сжигания ОСВ, а также по способу производства товарной продукции.

Разработка относится к области производства новых строительных материалов. Продукт разработки – легкий золобетон – обладает высоким потенциалом реализации в условиях промышленной и городской среды. Он может быть использован для производства строительных блоков, элементов благоустройства, например, тротуарной плитки и бордюрных блоков; элементов ж/д инфраструктуры: панели ограждения, столбы километровые, столбики пикетные, розетки для пикетных столбов и т.д.; ремонта дорожных покрытий. При этом бетон на основе золы сжигания осадка характеризуется высокими показателями прочности. Сырьевая смесь для производства золобетона более технологична, чем известные аналоги, так как при использовании

золы не требуется дополнительной обработки компонента и внесения добавок. Сырьевая смесь для производства легкого золобетона, равно как и продукция на ее основе могут быть успешно реализованы организациям-застройщикам, дорожным строителям, компаниям, занимающимся благоустройством промышленных и городских территорий, а также иным организациям, заинтересованным в бетонной продукции – например, предприятиям-филиалам ОАО «РЖД». Также возможна реализация продукции непосредственно на территории объектов ОАО «РЖД» - образователей отхода, что позволит не только значительно снизить логистические затраты, но и обеспечить предприятия филиалы необходимой строительной продукцией.

Для производства бетонных блоков методом вибропрессования предлагается использование готового комплекса (есть в открытой продаже). Линия производства может быть размещена непосредственно на территории предприятия-филиала ОАО «РЖД» - образователя отходов, например, вышеуказанного КТО-500. При этом получаемая продукция на основе золы может быть использована непосредственно для нужд ближайших объектов железнодорожной инфраструктуры. Возможно дооснащение вибропрессующего комплекса инсинератором (малогабаритной установкой для сжигания отходов), что позволит разместить линию производства на объектах, где образуются отходы, доступные для термического обезвреживания – ж/д станции, оснащенные локальными очистными сооружениями. Также возможно мобильное исполнение комплекса и/или инсинераторной установки, что отвечает особенностям инфраструктуры ОАО «РЖД».

Оценка эколого-экономической эффективности разработки показала, что использование технологии инсинерации для утилизации отходов объектов ж/д инфраструктуры ОАО «РЖД» с дальнейшим применением золы сжигания для производства строительных материалов решает следующие задачи:

- полезная утилизация отхода;
- предотвращение складирования отхода и уменьшение негативного воздействия на окружающую среду;
- получение легкого золобетона, перспективного для использования в строительстве, ремонте дорожных покрытий и благоустройстве территорий.

Снижение себестоимости бетонной продукции по сравнению с аналогами достигается за счет:

1. Уменьшение объемов исходного сырья за счет замены части цемента золой;
2. Организация производства на территории объекта-отходообразователя позволяет свести к минимуму логистические издержки;
3. Использование получаемой продукции для нужд объектов ОАО «РЖД» - позволяет компании выйти на самообеспечение строительными материалами и снизить необходимость обращения к сторонним поставщикам;
4. Полезная утилизация отходов – позволяет предотвратить направление отходов на размещение, тем самым избавляя компанию от платы на негативное воздействие на окружающую среду и от транспортных издержек, связанных с вывозом отходов.

Все это повышает конкурентоспособность как продукции, так и технологического решения. Разработка находится на стадии производства опытных образцов золобетона. Проведены успешные испытания прочностных свойств золобетона. Подтверждена возможность получения продукции на основе золобетона, пригодной для использования в промышленном строительстве и благоустройстве городских территорий. Получен патент на изобретение РФ № 2738072 от 13.05.2020 «Сырьевая смесь для производства легкого золобетона», что говорит о новизне данной разработки. Исследование поддержано грантами Правительства Санкт-Петербурга за 2020 и 2021 гг.

Список литературы

1. ГОСТ 25818-2017 Золо-уноса тепловых электростанций для бетонов. Технические условия. М.: Стандартинформ, 2018. С.3-12.
2. ГОСТ 25820-2014 Бетоны легкие. Технические условия. М.: Стандартинформ, 2019. С. 4-8.

- Данилович И.Ю., Сканава Н.А. Использование топливных шлаков и зол для производства строительных материалов. М.: Высшая школа, 1988. 72 с.
- Литвинова Т.Е., Сучков Д.В. Получение легкого золобетона как перспективное направление утилизации техногенных продуктов (на примере отходов водоотведения) // Записки Горного института. 2023. С. 1-13.
- Информационно-технический справочник по наилучшим доступным технологиям ИТС 10-2019 «Очистка сточных вод с использованием централизованных систем водоотведения поселений, городских округов». М.: Бюро НДТ, 2019. 416 с.

АПАТИТ ИЗ РУД ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ КИЕВЕЙ (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ): ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ

Сущенко А.М., Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Савченко Е.Э.

Институт геологии Кольского научного центра РАН, a.sushchenko@ksc.ru

Состав минералов группы апатита (далее апатита) является важным петрогенетическим индикатором для целого ряда геологических процессов (O'Sullivan et al., 2020). В частности, хлорапатит является индикатором для образования сульфидных платинометалльных руд. Хлор, как предполагается (Boudreau et al., 1986), участвует в виде комплексных соединений в переносе и концентрировании элементов платиновой группы (ЭПГ). Недавнее исследование магматического апатита из пикритовых габбро-долеритов Хараелахской интрузии (Грошев и др., 2023) позволило предположить, что принадлежность состава апатита из минерализованных пород к тренду, направленному из центра диаграммы Cl-F-OH в сторону хлорапатита (образно выражаясь, к тренду «платинового реактора»), указывает на обогащение сульфидной жидкости благородными металлами *in situ*. В логике этого примера важно, что минерализованные породы с относительно обедненным по хлору апатитом, подстилающие пикритовые габбро-долериты, содержат инфильтрационное сульфидное оруденение, обогащенное ЭПГ на вышерасположенном уровне разреза (т.е., не *in situ*).

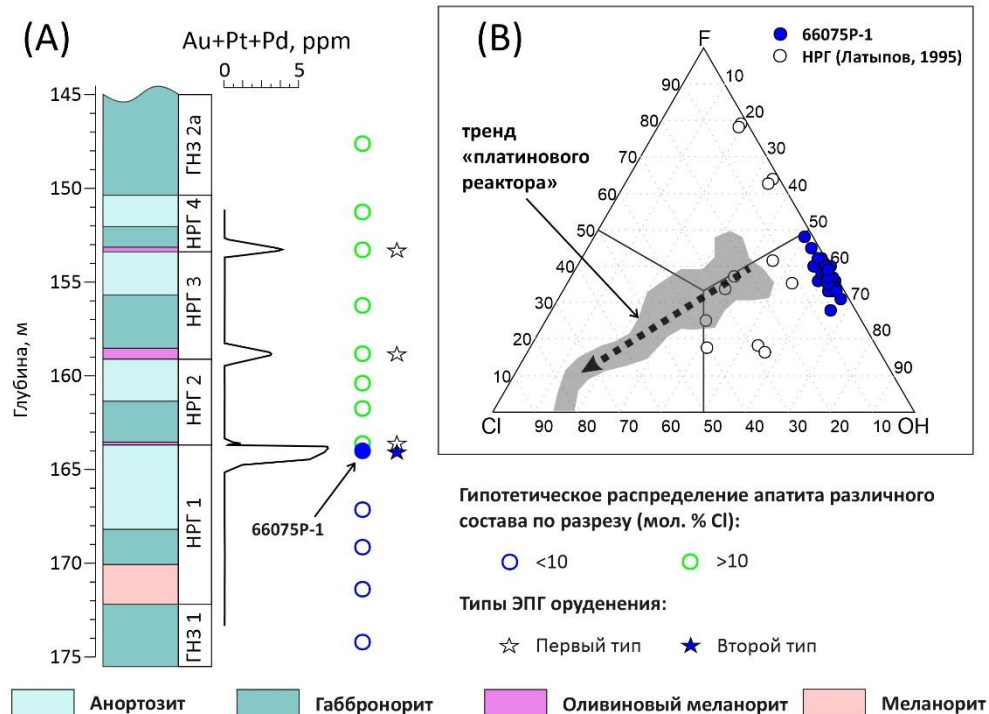


Рис. 1. (А) Обобщенный разрез НРГ в районе платинометалльного месторождения Киевей, с изменениями по (Groshev et al., 2014). (В) Тройная диаграмма Cl-F-OH для апатита НРГ по данным (Латыпов, 1995) в сравнении с образцом 66075P-1. Сокращения: НРГ 1 и т.д. – циклы НРГ; ГНЗ 1 и т.д. – подразделения габброноритовой зоны массива Западная Пана.

Анортозиты являются наиболее распространенным типом рудоносных пород месторождения Киевей, приуроченного к Нижнему расслоенному горизонту (НРГ) в Западно-Панском интрузиве, центральная часть Федорово-Панского палеопротерозойского комплекса (Groshev et al., 2019). Анортозиты слагают верхние зоны циклических единиц НРГ, содержащих комплементарные мезо- и меланократовые кумулаты. Обобщенный разрез НРГ приведен на рис. 1А в виде колонки. Необходимо отметить закономерный характер распределения оруденения, тяготеющего к границам второго и последующих циклов. Два генетических типа оруденения можно предварительно выделить (рис. 1А). Первый тип – это оруденение в меланоритах в основании каждого цикла, начиная со второго (обогащение ЭПГ произошло в той или иной степени *in situ*). Второй тип – это оруденение в анортозитах первого цикла, образованное, по-видимому, за счет инфильтрации рудного вещества из второго цикла. Рудное тело месторождения, главным образом, относится ко второму типу.

Минерализованный анортозит 66075 представляет собой крупнозернистый плагиоклазовый кумулат, сложенный зернами буроватого лабрадора An_{65} . Края зерен не окрашены и по составу соответствуют битовниту An_{82} . Интерстициальное пространство сложено преимущественно амфиболизированными орто- и клинопироксеном, а также кварцем, биотитом, роговой обманкой, магнетитом и сульфидами. Суммарное содержание ЭПГ и золота в породе составляет 11 ppm.

Апатит, выделенный из тридцатикилограммовой пробы анортозита, отобранного из главного рудного тела в опытном карьере на участке Восточный Киевей, был помещен в искусственный аншлиф 66075P-1. Анализ апатита в 60 точках проведен при помощи энергодисперсионного спектрометра в ЦКП КНЦ РАН. Изучение состава показало (рис. 1В), что в концентрате встречается только гидроксилapatит с содержаниями F до 1,65 мас. % и Cl до 0,34 мас. %. На диаграмме Cl-F-OH точки состава апатита из аншлифа 66075P-1 образуют компактное поле, которое не имеет пересечений с известными составами апатита из НРГ. Следует отметить, что отдельные ранее опубликованные точки соответствуют граничным содержаниям между гидроксил- и хлорапатитом, указывая на возможность установления в породах НРГ тренда «платинового реактора» при продолжении исследований.

Выводы: 1) сопоставление данных по составу апатита из рудоносных анортозитов первого цикла и других пород НРГ (рис. 1В) показывает, что гипотетическое распределение апатита различного состава в разрезе НРГ (рис. 1А) характеризуется приуроченностью относительно обогащенного хлором апатита к оруденению первого типа; 2) низкохлористый состав апатита в образце 66075P-1 свидетельствует о «наложенном» образовании оруденения в минерализованных анортозитах первого цикла НРГ в результате просачивания обогащенной ЭПГ сульфидной жидкости, образованной в вышележащих циклах. Дальнейшие исследования будут нацелены на установление тренда «платинового реактора» и подтверждение характера распределения апатита различного состава по разрезу НРГ.

Благодарности. Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант № 22-27-20106).

Список литературы

1. Грошев Н.Ю., Никулин И.И., Сущенко А.М., Михайлова Ю.А., Калашников А.О., Пахомовский Я.А., Кадыров Р.И. Состав апатита из пикритовых габбро-долеритов Хараелахского интрузива: первые систематические данные по разрезу // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2023. № 20. (в печати)
2. Латыпов Р.М. Нижний расслоенный горизонт интрузива Панских тундр: строение, рудоносность, петрогенезис: автореф. дис. на соиск. уч. степ. к.г.-м.н. 04.00.08 СПб.: ИГГД, 1995. 16 с.
3. Boudreau A.E., Mathez E.A., McCallum I.S. Halogen geochemistry of the Stillwater and Bushveld Complexes: evidence for transport of the platinum-group elements by Cl-rich fluids // Journal of Petrology. 1986. V. 27. P. 967–986.
4. Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Korchagin A.U., Ivanov A.N. Concentrations of trace elements in rocks of the Lower layered horizon of the West-Pana intrusion // Abstracts, 12th International Platinum Symposium, 11-14 August 2014. Ekaterinburg, 2014. P. 65-66.

5. Groshev N.Yu., Rundkvist T.V., Karykowski B.T., Maier W.D., Korchagin A.U., Ivanov A.N., Junge M. Low-sulfide Platinum-palladium Deposits of the Paleoproterozoic Fedorova-Pana Layered Complex, Kola Region, Russia // Minerals. 2019. 9. 764.
6. O'Sullivan G., Chew D., Kenny G., Henrichs I., Mulligan D. The trace element composition of apatite and its application to detrital provenance studies // Earth-Science Reviews. 2020. V. 201. No.103044.

ОЗЕЛЕНЁННОСТЬ УРБОЛАНДШАФТА, КАК ОСНОВНОЙ ФАКТОР ФОРМИРОВАНИЯ ЭКОЛОГИЧЕСКОГО КАРКАСА ГОРОДА (НА ПРИМЕРЕ Г. ЕССЕНТУКИ)

Тасенко Д.С., Скрипчинская Е.А.

Северо-Кавказский федеральный университет, dimitri.tasenko@yandex.ru

Введение. Геоэкологические проблемы городской среды – это проблемы создания благоприятной среды для жизни человека. Научно-исследовательские данные, свидетельствующие о геоэкологических проблемах городской среды, должны способствовать сохранению экологической устойчивости природных систем, а исследования, направленные на изучение и оценку пространственных экологических условий природных и антропогенных геосистем, позволяют разрабатывать рекомендации по сохранению и восстановлению в них благоприятной среды для комфортного проживания населения.

Современная экологическая ситуация все настойчивее диктует необходимость разработки целостной системы обустройства городского ландшафта, в связи с чем появилась необходимость пространственного анализа среды. Теоретической осью подобной системы обустройства может стать концепция городской зеленой инфраструктуры, которая, в свою очередь, представляет собой средостабилизирующую территориальную систему, целенаправленно формируемую для улучшения экологической ситуации урбанизированных территорий.

Появилась необходимость применения оценки состояния городской среды и получения статистических данных по показателям озеленённости. Полученные данные позволяют объективно оценить и судить о степени антропогенного воздействия на урболандшафт, а также могут быть использованы при разработке схем территориального планирования города.

Зеленые насаждения являются важными эстетическими и функциональными компонентами городской среды, решающими многие экологические проблемы города. Они выполняют роль экологического каркаса города, одновременно являясь как фильтрующими элементами запыленного и загазованного воздуха, так и преградой при распространении автотранспортного шума. Все виды зеленых насаждений по функциональному признаку делятся на три группы:

- 1) Насаждения общего пользования (парки, лесопарки, скверы, бульвары, насаждения на улицах и стадионах);
- 2) Насаждения ограниченного пользования (посадки в производственной зоне и вокруг производственных зданий, насаждения в детских и лечебных учреждениях);
- 3) Насаждения специального назначения (защитные, водоохранные, мелиоративные, противопожарные).

Материалы и методы исследования. Исходной информацией являются данные (снимки) спутника дистанционного зондирования Земли Sentinel-2B (эл. ресурс Sentinel-2-A, 2-B). Для определения типа территории получен двухканальный снимок с общедоступного информационного портала EarthExplorer за 2022 гг.

Методика исследования основана на определении нормализованного относительного индекса растительности – NDVI, вычисляемого по формуле:

$$NDVI = \frac{NIR - RED}{NIR + RED}$$

где NIR – отражение в ближней инфракрасной области спектра, RED – отражение в красной области спектра.

Расчеты показателей NDVI и определения площадей произведено в программном обеспечении QGIS в следующей последовательности действий:

- 1) Загрузка двухканальных растровых снимков в пространство QGIS;
- 2) Создание границ города и микрорайонов Эссентуков с помощью тега «admin_level» модуля OpenStreetMap;
- 3) Обрезка растровых снимков по загруженным контурам районов;
- 4) Определение диапазона зеленой растительности
- 5) Синтезирование полученных значений;
- 6) Классификация изображений в интегрированном плагине SCP на основе участков-эталонов, данные о которых получены на спутниковом снимке с комбинацией каналов «естественные цвета»;
- 7) Определение площадных характеристик в инструментах анализа «Зональная статистика растров».

Также в исследовании использовался генеральный план города, картографический материал по функциональному зонированию и кадастровые карты (эл. ресурс Публичная кадастровая карта).

Озеленённость территорий города понимается как совокупность незастроенных и незапечатанных (т. е. не покрытых искусственными материалами: бетоном, асфальтом и т.п.) территорий с растительным покровом разного характера, предоставляющих экосистемные услуги. Озеленённость селитебных районов – один из важнейших показателей благоустройства городской среды, отражающий отношение площади учетных насаждений к общей площади района (Скрипчинская и др., 2022; Тасенко и др., 2022).

Коэффициент озеленённости рассчитывался как отношение площади, занятой зелёными насаждениями, к площади квартала (Климанова и др., 2018):

$$\text{Козел.} = \text{Sзел. насажд.} \div \text{Sквартала}$$

Экологический каркас (ЭК) города – это средостабилизирующая территориальная система, целенаправленно формируемая для улучшения экологической ситуации урбанизированных территорий, состоящая из различных по типу (пригородные леса, парки, пойменные лесолуговые пространства), размерности (крупные межмагистральные клинья и «пятна» растительности придомовых пространств) и функциональному значению (озеленительные, рекреационные, санитарно-защитные и инженерно-защитные) элементов культурного ландшафта, пространственно связанных в единую «живую» сеть из «ядер» и «коридоров» (Колбовский, 2008).

Структура экологического каркаса территории представлена тремя типами элементов (Паташова и др., 2023):

- узлы или ядра каркаса, выполняющие средообразующую и информационную функции (лесопарки, водохранилища с береговой зоной и т.д.);
- транзитные коридоры – это основные магистрали обмена веществом и энергией, связывающие территории узлов в единую геодинамическую систему, выполняющие транспортную функцию (улицы, бульвары, реки, каналы, системы дворов и т.д.);
- буферные территории, как зоны охраны транзитных коридоров, выполняют средозащитную роль (площади, парки, дворы, пруды, сады и т.д.).

Результаты и обсуждение. Для изучения определены микрорайоны города Эссентуки. Исследование проведено в 17 микрорайонах (рис. 1), рассчитан и проанализирован коэффициент озеленённости ($K_{\text{озел.}}$).

С использованием данных спутника Sentinel-2B рассчитан коэффициент озеленённости для микрорайонов города Эссентуки и показано пространственное распределение микрорайонов по степени их озеленённости (рис. 2).

Полученные данные свидетельствуют, что по $K_{\text{озел.}}$ самые благоприятные показатели наблюдаются в микрорайонах – Дачи, Белый Уголь, Заполотно, Южный, Опытник, 2 МРН и Пятая школа, где более 70% территории покрыто зелеными насаждениями; самые низкие (неблагоприятные) показатели в микрорайонах – Озеро, Восточный и Бештаугорец, где озеленённость территории меньше 50%.

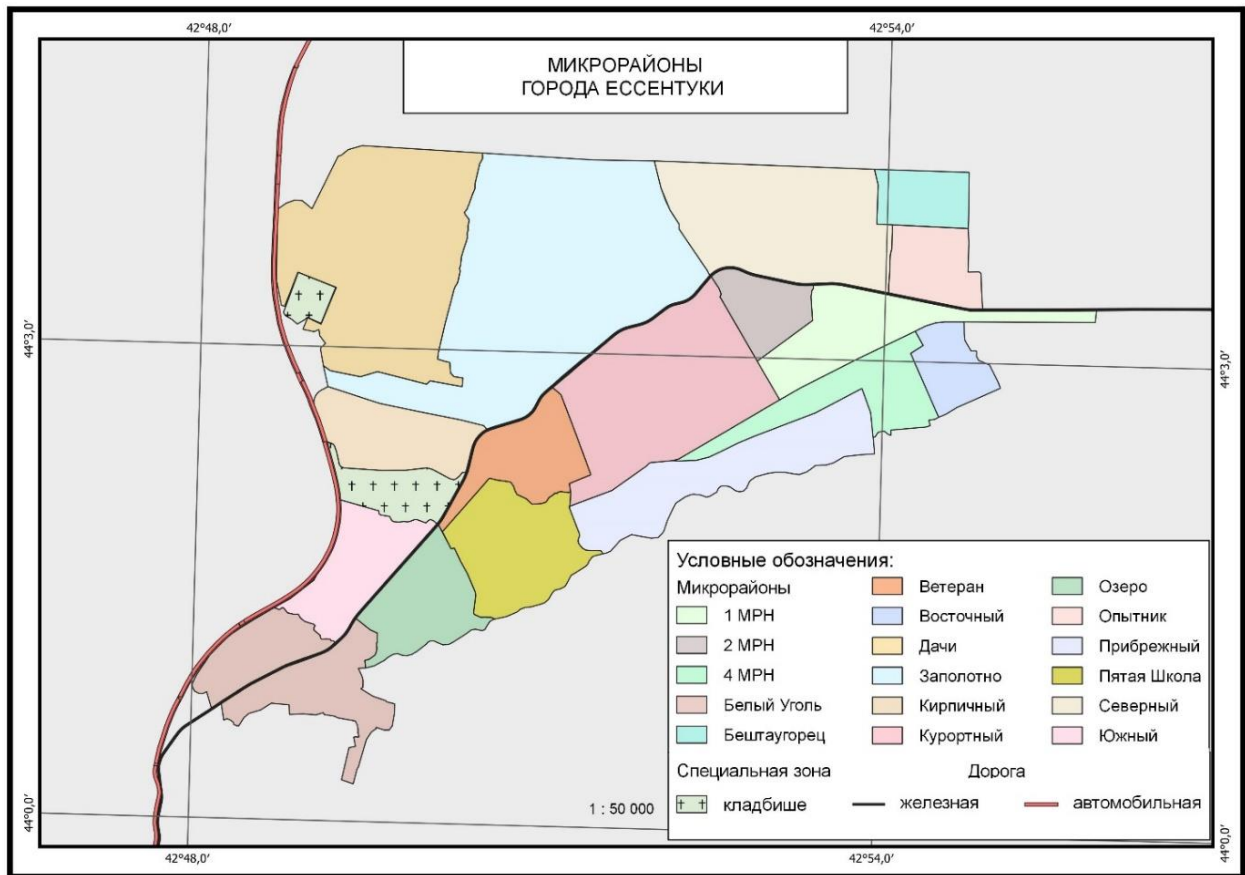


Рис. 1. Микрорайоны города Эссентуки

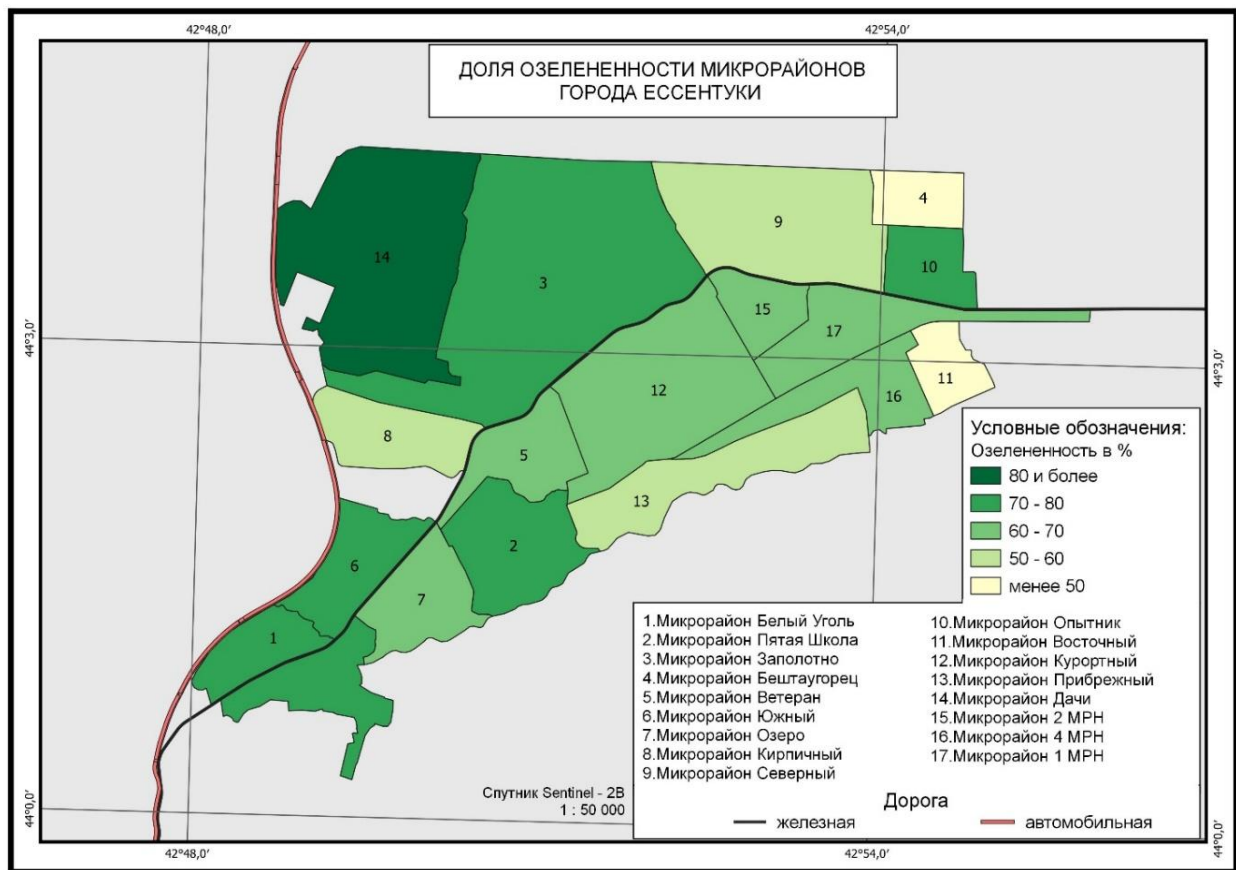


Рис. 2. Озеленённость микрорайонов г. Эссентуки (в %)

На основе полученных данных с использованием данных спутника Sentinel-2B была построена карта экологического каркаса города Эссентуки (рис. 3).

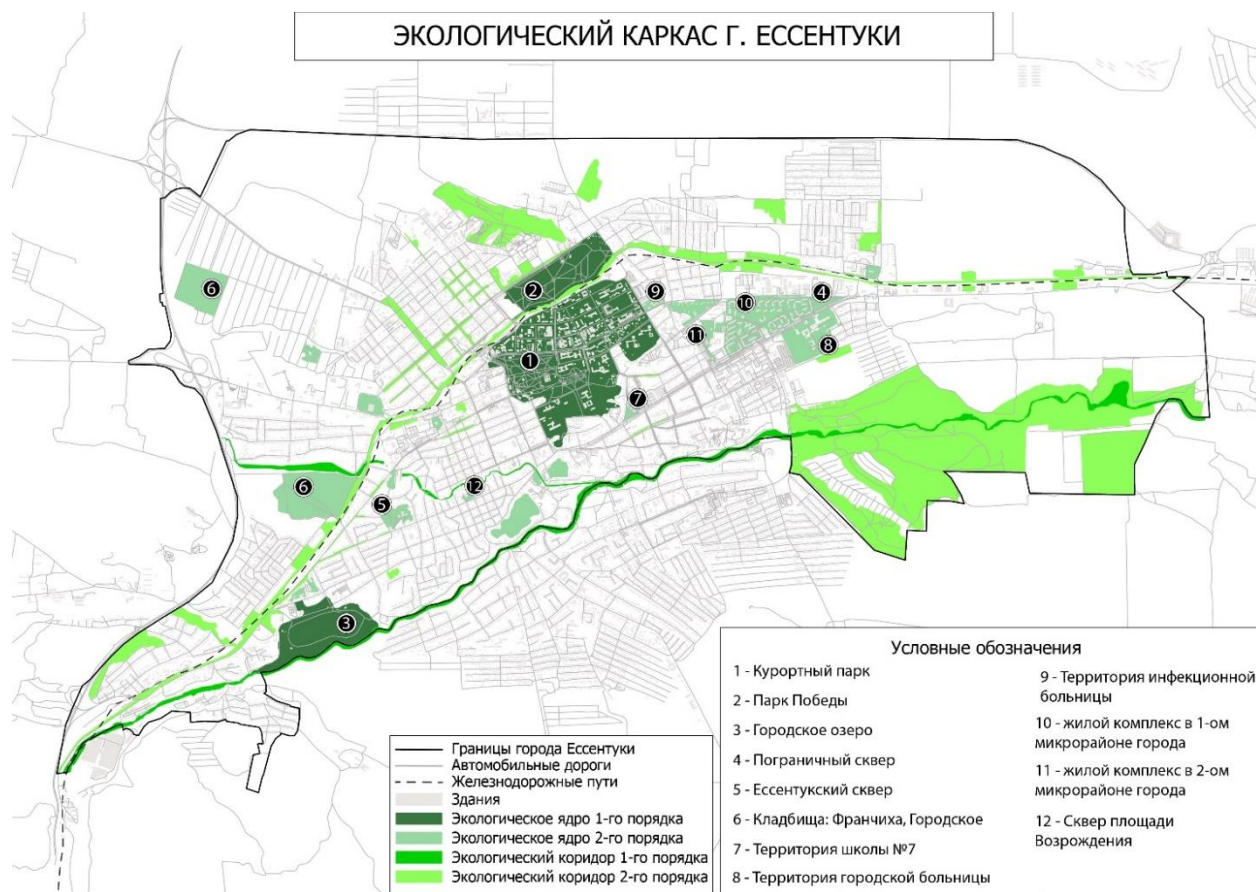


Рис. 3. Структура экологического каркаса города Эссентуки

Ядрами первого порядка в городе Эссентуки являются Курортный парк, парк Победы, Городское озеро и прилегающая территория. **Ядра второго порядка** – это Пограничный сквер; Эссентукский сквер; сквер площади Возрождения; кладбище Франчиha; Городское кладбище; территория школы №7; территория городской больницы; территория инфекционной больницы; жилой комплекс в 1-ом и 2-ом микрорайонах города.

В городе Эссентуки прослеживаются два **экологических коридора первого порядка**: долина рек Подкумок и Бугунта. **Экологические коридоры второго порядка**: зеленые насаждения вдоль улиц: Шоссейная, Кисловодская, Первомайская, Гоголя, Октябрьская, Комарова, Пушкина, Буачидзе, Нагорная, Карла Маркса, Свердлова, Чкалова, Фридриха Энгельса, Свободы, Грибоедова, Артема Сергеева, Маркова, Урицкого, Мира; защитные насаждения вдоль железнодорожных путей; зеленых насаждений на территориях общественных зданий и приусадебных участках.

Подводя итог исследованию элементов экологического каркаса, находящихся в пределах города Эссентуки, выявлено, что:

- в городе расположено 5 ядер первого и 11 ядер второго порядков;
- экологическими коридорами соединены не все ядра различного порядка.

Заключение. Результаты исследования показали возможность применения данных ДЗЗ при геоинформационных исследованиях растительного покрова урбанизированных территорий. Классификация территории исследования по индексу NDVI позволила установить площадные значения районов города Эссентуки за 2022 г. Также был разработан экологический каркас города на основе данных индекса NDVI и площадных значений районов.

Полученные результаты могут послужить основой для дальнейших исследований в области изучения проблем урбанизированных территорий (например, определение достаточности доли зеленых участков в общей городской структуре).

Проведённое исследование позволило получить достоверные, актуальные и конкретные данные о современном состоянии городской среды. Материалы исследования о зеленой инфраструктуре в пределах микрорайонов города позволили выявить территории, где необходимо предусмотреть воссоздание природных элементов и формирования новых зеленых пространств, восстанавливающих непрерывность природно-ландшафтной структуры города, уменьшение застройки территорий и снижение нагрузки на ландшафт. Полученные результаты должны служить основой и применяться при разработке схем территориального планирования.

Список литературы

1. Климанова О.А., Колбовский Е.Ю., Илларионова О.А. Экологический каркас крупнейших городов Российской Федерации: современная структура, территориальное планирование и проблемы развития // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2018. Т. 63. № 2. С. 127–146.
2. Колбовский Е.Ю. Ландшафтное планирование: учебное пособие для студентов вузов, обучающихся по специальностям «Экология», «Природопользование» направления подготовки «Экология и природопользование». М: Академия, 2008. 336 с.
3. Паташова Е.С., Скрипчинская Е.А., Тасенко Д.С. Экологический каркас города Изобильного: история формирования и современная структура // Теоретические и прикладные проблемы ландшафтной географии. VII Мильковские чтения: материалы XIV Международной ландшафтной конференции. – Воронеж: Издательский дом ВГУ, 2023. - С. 244–247.
4. Публичная кадастровая карта [Электронный ресурс]. URL: <https://pkk.rosreestr.ru> (дата обращения 25.08.2022).
5. Скрипчинская Е.А., Тасенко Д.С. Современная пространственная организация города Ессентуки: оценка озеленённости // Современные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северного Кавказа. Том XII. – 2022. – С. 547.
6. Тасенко Д. С., Скрипчинская Е. А., Водопьянова Д. С., Нефедова М. В. Озелененность, градостроительная нагрузка и свободная территория как ведущие показатели современного состояния городской среды в Предгорном районе Ставропольского края (на примере г. Ессентуки) // Известия Дагестанского государственного педагогического университета. Естественные и точные науки. 2022. Т. 16. № 4. С. 100–106. DOI: 10.31161/1995–0675–2022–16–4–100–106. EDN: VBGCLA
7. Sentinel-2A, 2B [Электронный ресурс]. URL: <https://innoter.com/sputniki/sentinel-2a-2b/> (дата обращения 25.08.2022).

СУБМИКРОННЫЕ АЛМАЗЫ В ШУНГИТЕ

Товпенец Т.Ю.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, t.tovpenets@yandex.ru

Введение. Шунгитовые породы Онежской палеопротерозойской структуры представляют собой докембрийские природные углерод-минеральные композиционные образования с нано- и микродисперсным распределением и характерной морфологией надмолекулярной и молекулярной структур, характеризующиеся огромными запасами и разнообразными сферами практического применения (Buseck et al., 1997; van Zuilen et al., 2012; Дейнес и др., 2020). В их состав входят от 1 до 99% углеродистого вещества (шунгита), а также кварц, алюмосиликаты, карбонаты, в незначительном количестве – сульфиды.

Генезис углеродистого вещества не однозначен, основная гипотеза образования шунгита определяется мелководным осадочным бассейном (Онежская..., 2011). Однако присутствие в шунгите карбидов ванадия, которые, предположительно, были десублимированы из нагретых сильно восстановленных газов, внедренных в углеродистое вещество (Kovalevski, Moshnikov, 2022) предполагает более сложный генезис шунгита.

Индикаторами генезиса пород могут служить акцессорные минералы, типичным представителем которых является алмаз. Процессы образования нанокристаллических алмазов в природных обстановках остаются дискуссионными (Simakov, 2018; Каминский и Воропаев,

2021), хотя и отмечается, что они могут быть синтезированы при относительно низких P-T условиях, и по мере роста давления и температуры их размерность возрастает с глубиной. Предполагается, что причиной возникновения нанокристаллических алмазов в углеродистом веществе может быть длительный и постепенный глубинный тепловой прогрев, возникший за счёт погружения пород (Симаков и др., 2018).

Целью данной работы была попытка выявить субмикронные алмазы из шунгита, наличие которых позволило бы обоснованно говорить о генезисе шунгитовых пород.

Материалы и методы. Для исследования был отобран образец шунгита из месторождения Шуньга (Заонежье), содержащий 98% углерода и минеральные компоненты в виде микро- и нанокристаллов, и слоевых примесей, интеркалирующих углерод. Образец дробился до фракции менее 0.1 мм и обрабатывался 10% раствором соляной кислоты, для удаления минеральных компонент с поверхности частиц. Температура начала процесса термического окисления субмикронных алмазов априори выше, чем для шунгита, однако может уменьшаться под влиянием дефектности алмазов, каталитически активных элементов и наличия связей C-H и C-N. Выдержка при температуре 400°C в кислородной атмосфере муфельной печи не показала видимых следов окисления шунгита. Термическое окисление шунгита при температуре 500°C, оказалось визуально заметным, полное окисление образца проводилось с ежедневным восьмичасовым нагреванием и остыванием печи в течение месяца до образования визуально однородной зольной массы. При температуре 600°C подобная обработка длилась в течение двух недель, а при температуре 700°C – в течение двух дней. Микроэлементный анализ зольной части шунгита был проведен на масс-спектрометре ICP-MS Agilent 7900 (Светов и др., 2023). Среди обнаруженных микроэлементов относительно высокие концентрации наблюдаются для петрогенных элементов (Na, Mg, Al, Si, K и Ca), повышенные – для редких (V, Ni и As, а также Mo, La, Ce и др.). Полученная зольная масса диспергировалась в воде, после чего тонкая фракция наносилась на алюминиевые пластины без дополнительного напыления для исключения углеродного загрязнения. Образцы исследовались на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) VEGA 11 LSH фирмы Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy фирмы Oxford Instruments в режиме элементного картирования по углероду. Выявленные микронные и субмикронные углеродсодержащие области, привязывались к относительным координатам предметного столика и переносились для исследования в спектрометр комбинационного рассеяния (рамановский спектрометр Nicolet Almega XR с возбуждением аргоновым лазером с длиной волны 532 нм).

Результаты и обсуждения. При исследовании на спектрометре оптимальным вариантом стал диапазон съемки от 1200 см⁻¹ до 1500 см⁻¹. Полученные рамановские спектры содержали очень слабые максимумы в районе 1330 см⁻¹ на фоне размытого пика D, характерного для шунгита. При сложении нескольких спектров, увеличивающих отношение сигнал/шум, выявлялся максимум, который однозначно определялся программными средствами как пик алмаза (рис.1). Таким образом, показано, что в шунгите присутствуют субмикронные алмазы.

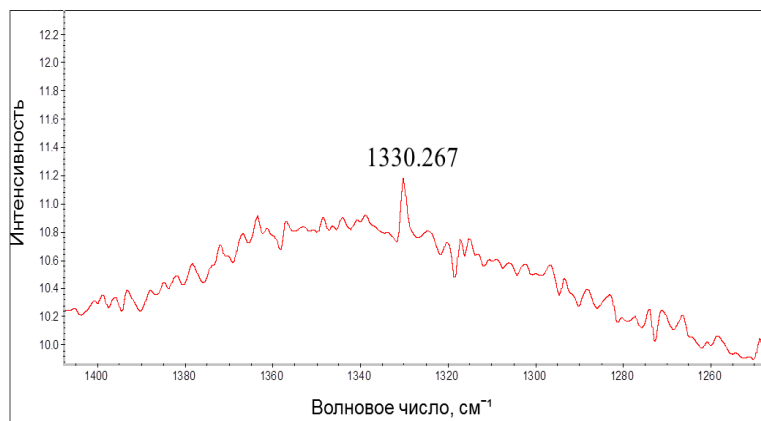


Рис. 1. Суперпозиция рамановских спектров.

Термическое окисление при 500, 600 и 700°C вызывало относительное уменьшение количества углеродсодержащих областей в золе, при этом при 700°C эти области практически исчезают, что может говорить, например, о высокой дефектности или малых размерах имеющихся в шунгите субмикронных алмазов.

Исследования выполнены в рамках гос. задания Института геологии КарНЦ РАН по НИР ГР № 1022040400163-5 с использованием оборудования ЦКП КарНЦ РАН.

Список литературы

1. Дейнес Ю.Е., Ковалевский В.В., Кочнева И.В., Мошников И.А., Рожкова В.С. Физико-химические свойства шунгитовых пород различных стратиграфических уровней заонежской свиты // Труды КарНЦ РАН. Сер. геол. докембрия. 2020. № 2. С. 84–89.
2. Каминский Ф.В., Воропаев С.А. Современные представления о генезисе алмаза // Геохимия. 2021. Т. 66. №11. С. 993–1007.
3. Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минерагения) / Ред. Глушанин Л.В., Шаров Н.В., Щипцов В.В. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2011. 431 с.
4. Светов С.А., Степанова А.В., Бурдюх С.В., Парамонов А.С., Утицына В.Л., Эхова М.В., Теслюк И.А., Чаженгина 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.
5. Симаков С.К., Мельник Н.Н., Вялов В.И. Образование наноалмазов в процессах литогенеза и низких стадий регионального метаморфизма // ДАН. 2018. Т. 478. № 4. С. 459–463.
6. Buseck P.R., Galdobina L.P., Kovalevski V.V., Rozhkova N.N., Valley J.W., Zaidenberg A.Z. Shungites: the C-rich rocks of Karelia, Russia // Canad. Miner. 1997. Vol. 35. № 6. P. 1363–1378.
7. Kovalevski V.V., Moshnikov I.A. Vanadium carbides in shungite // Eur. J. Mineral. 2022. Vol. 34. P. 131–141.
8. Simakov S.K. Nano- and micron-sized diamond genesis in nature: An overview // Geoscience Frontiers. 2018. Vol. 9. P. 1849–1858.
9. Van Zuilen M.A., Fliegel D., Wirth R., Lepland A., Qu Y., Schreiber A., Romashkin A.E., Philippot P. Mineral templated growth of natural graphite films // Geochim. Cosmochim. Acta. 2012. Vol. 83. P. 252–262.

МИНЕРАЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ИССЛЕДОВАНИЯ Fe-F-REE КАРБОНАТИТОВ УЛАТАЙ-ЧОЗСКОГО РУДНОГО ПОЛЯ (ЮЖНАЯ ТУВА)

Томошевич Н.А.^{1,2}, Прокопьев И.Р.^{1,2}

¹Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева, Новосибирск, natalia-199917@mail.ru

²Новосибирский государственный университет, Новосибирск

Карбонатиты Южной Тувы расположены на юге Алтае-Саянской складчатой области (АССО). Карбонатитовые комплексы Южной и Центральной Тувы, Западного Забайкалья, Южной Монголии входят в состав позднемезозойской карбонатитовой провинции, которая была сформирована в результате внутриплитного магматизма на рубеже 120-150 млн. лет (Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V., 2019). В пределах щелочных комплексов карбонатиты представлены в виде плащеобразных тел, жил или даек и трубок взрыва, находящиеся в осадочных породах, которые, в свою очередь, прорываются дайками габброидов и гранитов (Никифоров А.В., и др., 2005). Нами были исследованы породы Улатайского и Южно-Чозского рудных полей.

Исследуемые карбонатиты формировались в две стадии: ранние анкерит-кальцитовые карбонатиты и более поздние рудоносные флюорит-барит-сидеритовые. Для пород характерна неравномерноезернистая структура и массивная текстура, хотя для некоторых образцов встречается брекчиевидная. Породы в разной степени подвержены гематизации, окварцеванию, а также выщелачиванию.

На Улатайском месторождении преобладают ранние анкерит-кальцитовые, в меньшей степени сидеритовые. Южно-Чозское поле представлено одним сравнительно крупным многофазным карбонатитовым массивом, в котором локализованы секущие тела Fe-F-REE сидеритовых карбонатитов.

С использованием методов оптической и электронной сканирующей микроскопии, а также микронзондового анализа были установлены текстурно-структурные и минералого-геохимические характеристики карбонатитов, выделены главные, второстепенные и аксессуарные минералы.

Главными минералами кальцитового карбонатита являются кальцит, магнетит, калиевый полевой шпат (BaO до 0,94 масс %). Второстепенные: гидроокислы и окислы железа, кварц, мусковит, монацит-(Ce), бастнезит-(Ce), ксенотим-(Y), флюорит (1 генерация). Акцессорные: флюорит (2 генерация), апатит-(F), синхизит-(Ce), паризит-(Ce), ангидрит, барит, рутил.

Главные минералы сидеритового карбонатита представлены сидеритом, калиевым полевым шпатом, магнетитом. Второстепенные: кварц, мусковит, бастнезит-(Ce), ксенотим-(Y), монацит-(Ce), гидроокислы и окислы железа. Акцессорные: апатит-(F), паризит-(Ce), флюорит (1 генерация).

Геология района изучена в рамках госзадания ИГМ СО РАН (122041400241-5). Минералогия карбонатитов изучена при поддержке гранта РФФИ № 19-77-10004-П.

Список литературы:

1. Nikiforov A.V., Yarmolyuk V.V. Late Mesozoic carbonatite provinces in Central Asia: Their compositions, sources and genetic settings //Gondwana Research, Volume 69, 2019, pp. 56-72. <https://doi.org/10.1016/j.gr.2018.11.014>
2. Никифоров А.В., Болонин А.В., Сугоракова А.М., Попов В.А., Лыхин Д.А. Карбонатиты Центральной Тувы: геологическое строение, минеральный и химический состав // Геология рудных месторождений. – 2005. Т.47. - №4. – С.360- 382.

ГИДРОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА НИЖНЕГО ТЕЧЕНИЯ Р. СИНЯЯ, ЦЕНТРАЛЬНАЯ ЯКУТИЯ

Торговкин Н.В.¹, Гаврилова А.А.², Кизяков А.И.³

¹ Институт мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН, nicktorg@yandex.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

³ Географический факультет МГУ им. М.В. Ломоносова

Введение. В июне 2023 г., полевые гидрохимические исследования проходили в долине р. Синяя от устья р. Матта до р. Лена, где по берегам вскрываются останцы выветривания – Синские Столбы. Высота столбов достигает 180–200 м, и представляет собою причудливые вертикальные скалы. Породы слагающие столбы представляют собой разнообразные карбонаты (известняки, доломиты, мергели и т.д.) нижнего кембрия мощностью до 400–500 м [3]. Синские Столбы, как и их более известный аналог Ленские Столбы, являются результатом совместного действия нескольких экзогенных геологических процессов: речной эрозии, гравитации, морозобойного растрескивания и карбонатного карста, которые активизировались после поднятия плато в начале среднего неоплейстоцена [2]. Климат в Центральной Якутии можно охарактеризовать как резко континентальный: средняя многолетняя температура воздуха по данным метеостанции Покровск составляет минус 10,0°С при годовой ее амплитуде до 100°С, а сумма осадков не превышает 250 мм. Приленское плато, территорию которого прорезает р. Синяя, находится в области сплошного распространения многолетнемерзлых пород мощностью 100-600 м [2]. В 2015 г. после 39й сессии ЮНЕСКО, участок протяженностью 200 км нижнего течения р. Синяя (Синский кластер), был включен в Список Всемирного наследия ЮНЕСКО, как «выдающийся пример основных этапов истории Земли, включая следы древней жизни, серьезные геологические процессы, которые продолжают происходить в развитии форм земной поверхности, существенные геоморфологические или физико-географические особенности рельефа» [4].

Методика. Всего было отобрано 17 образцов воды и 3 пробы льда. Отбор образцов воды и льда для определения общего химического состава (минерализация, рН, катионы, анионы и др.) проводился в полиэтиленовые бутылки объемом 0,5 л. Забор проб для определения соотношения стабильных изотопов кислорода-водорода осуществлялся в 15 мл пробирки. Определение физико-химических показателей и макрокомпонентов проведен методами титриметрии и капиллярного электрофореза в лаборатории подземных вод и геохимии криолитозоны Института мерзлотоведения им. П.И. Мельникова СО РАН (ИМЗ СО РАН). Анализ состава стабильных изотопов кислорода $\delta^{18}\text{O}$ и водорода δD проводился на лазерном спектрометре Picarro L-2140i в лаборатории по изучению стабильных изотопов воды льда и

снега ИМЗ СО РАН. В основе работы приборного комплекса лежит метод лазерной абсорбционной ИК-спектроскопии. Статистическая обработка результатов включала в себя оценку дейтериевого эксцесса и основных статистических характеристик стандартными способами, построение графиков в координатах $\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$, сравнение с данными глобальной линии метеорных вод (ГЛМВ), расчет средних значений и стандартного отклонения [6]. Дейтериевый эксцесс (d_{exc}) играет важную роль в интерпретации современного и древнего климата, позволяя реконструировать условия испарения и конденсации (то есть относительную влажность, температуру водной поверхности) в районе источника влаги. Показатель рассчитывается следующим образом: $d_{\text{exc}} = \delta\text{D} - 8 \cdot \delta^{18}\text{O}$ [5].

Результаты. Химический состав речных вод и льдов. Усредненный ионный состав р. Синяя и притоков гидрокарбонатно-кальциевый, минерализация в пределах 56-141 мг/л – вода пресная, pH от слабокислого до нейтрального (6,6-7,2). Железо общее (0,05-1,33 мг/л), закисное (0,14-0,35 мг/л), примечательно что концентрация увеличивается от севера к югу. В устье р. Мундукта, левый приток р. Синяя был обнаружен речной лед, горизонтально слоистый мощностью 1,7 м на конец июня. Были отобраны 3 пробы из верхней (0-45 см), средней (90-110 см) и нижней (150-170 см) частей ледяного тела. Ионный состав гидрокарбонатный натрий-кальциевый, минерализация 31-52 мг/л – лед ультрапресный наиболее минерализована средняя часть, pH слабощелочной (7,9-8,4). На диаграмме Пайпера (рис. 1) показан состав основных ионов поверхностных вод и льдов бассейна р. Синяя.

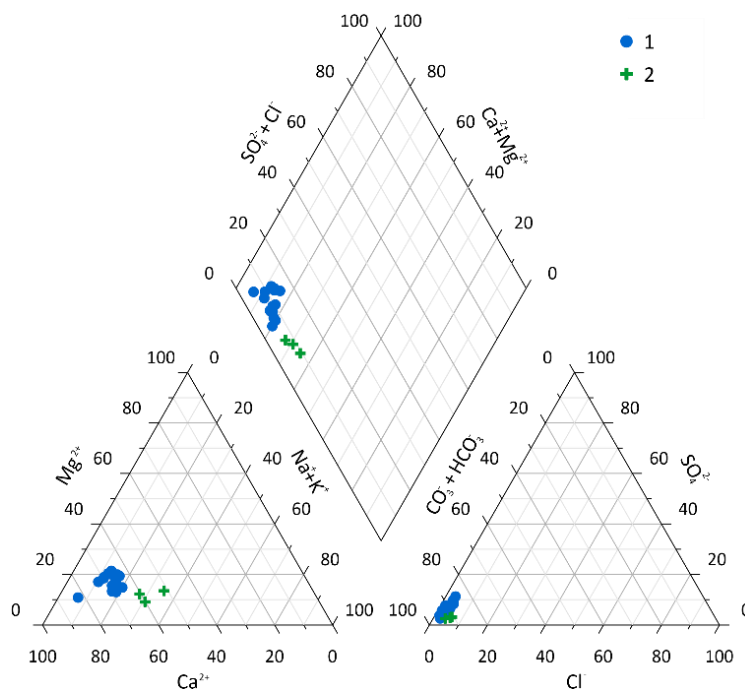


Рис. 1. Химический состав воды из р. Синей и льда в устье р. Мундукта:
1 - речные воды, 2 - речной лед.

Соотношение стабильных изотопов кислорода и водорода ($\delta^{18}\text{O}/\delta\text{D}$) значительно коррелирует с температурой воздуха, а дейтериевый эксцесс показывает на условия переноса, а также испарения и конденсации влаги. Были получены следующие результаты: речные воды $-20,4 \dots -17,6\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$, $-158,0 \dots -135,1\text{‰}$ по δD , $4,9 \dots 10,6\text{‰}$ по d_{exc} ; речной лед: $-23,8 \dots -21,9\text{‰}$ по $\delta^{18}\text{O}$, $-183,9 \dots -170,4\text{‰}$ по δD , $4,7 \dots 6,8\text{‰}$ по d_{exc} . Большинство образцов воды и льда залегают ниже глобальной линии метеорных вод, что свидетельствует о преобладании процесса испарения в районе исследования (рис. 2).

Средние значения и уравнения линейной регрессии изотопного состава речных вод и льдов бассейна р. Синяя в целом схожи со значениями локальных линий метеорных вод в Якутске (табл. 1).

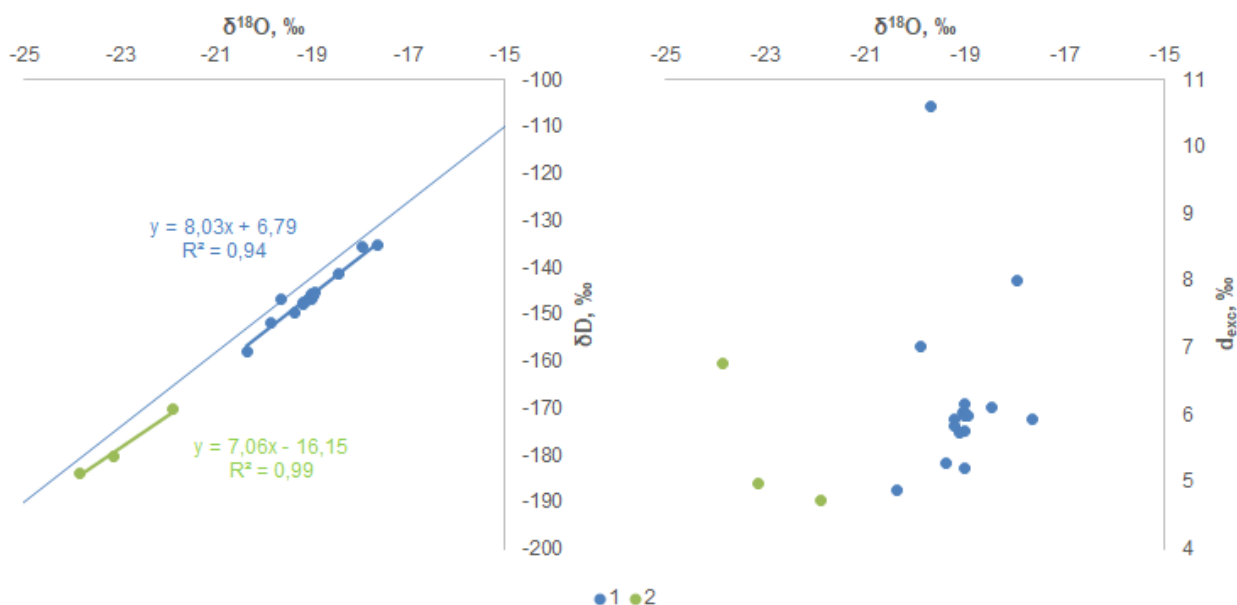


Рис. 2. Результаты изотопного анализа нижнего течения р. Синяя: 1 - речная вода, 2 - речной лед.

Таблица 1. Локальные линии метеорных вод.

Локальная линия метеорных вод Якутск	Кол-во проб	$\delta^{18}\text{O} + \text{St.Dev.}$, ‰	$\delta\text{D} + \text{St.Dev.}$, ‰	$d_{\text{exc}} + \text{St.Dev.}$, ‰	Уравнение регрессии	R^2
ЛЛМВ 1996-2000 [7]	54	$-23,6 \pm 8,8$	$-186,1 \pm 69,3$	$2,9 \pm 7,0$	$\delta\text{D} = 7,81x\delta^{18}\text{O} - 1,57$	0,99
ЛЛМВ холодный сезон 10.2013-09.2014 [1]	8	-31,7	-237,1	16,1	$\delta\text{D} = 8,17x\delta^{18}\text{O} + 21,94$	0,99
ЛЛМВ теплый сезон 10.2013-09.2014 [1]	23	-13,0	-109,3	-5,3	$\delta\text{D} = 7,22x\delta^{18}\text{O} - 18,92$	0,95
ЛЛМВ среднегодовое значение 10.2013-09.2014 [1]	31	-18,6	-147,6	1,1		
р. Синяя, вода	17	$-19,0 \pm 0,6$	$-146,1 \pm 5,3$	$6,3 \pm 1,3$	$\delta\text{D} = 8,03x\delta^{18}\text{O} + 6,79$	0,94
устье р. Мундукта, лед	3	$-23,0 \pm 1,0$	$-178,2 \pm 7,0$	$5,5 \pm 1,1$	$\delta\text{D} = 7,06x\delta^{18}\text{O} - 16,15$	0,99

Выводы. Химический и изотопный состав воды в р. Синяя и ее притоках указывают на преобладание атмосферного питания. Доминирование в ионном составе гидрокарбонатов кальция обусловлено размывом закарстованных карбонатных пород. Некоторое отличие состава льда в устье р. Мундукта относительно речных вод вероятно связано с криогенной метаморфизацией при послойном замерзании. Долина р. Синей в районе одноименных останцов выветривания, является интересным объектом изучения для геологов, геокриологов, геоморфологов, гидрологов, экологов и биологов.

Благодарности. Исследование выполнено в рамках гранта главы Республики Саха (Якутия) для молодых ученых, специалистов и студентов 2023 г, а также при поддержке научного проекта НИОКТР 122011800064-9 «Строение и ключевые этапы эволюции континентальной криолитозоны в неоплейстоцене и голоцене».

Список литературы

- Папина Т.С., Малыгина Н.С., Эйрих А.Н., Галанин А.А., Железняк М.Н. Изотопный состав и источники атмосферных осадков в Центральной Якутии // Криосфера Земли. – 2017. – Т. XXI. – № 2. – С. 60-69.
- Спектор В.Б., Васильев И.С. Отрицательная температурная аномалия у дневной поверхности (Ленские столбы, Республика Саха) // Доклады Академии наук. Т.432. №3. 2010. С.408-409.
- Трофимова, Е. В. Удивительный карст в долине реки Синей // Природа. 2017. № 1 (1217). С. 48-54.
- Трофимова Е.В. Кораллитовые коры - специфическая форма карстового морфолитогенеза в холодном климате // Доклады Академии наук. Т. 486. №6. 2019. С. 733-736.
- Dansgaard W. Stable isotope in precipitation // Tellus 1964. V XVI. № 4. P. 436-468.

6. van Geldern R., Barth J. Optimization of instrument setup and post-run corrections for oxygen and hydrogen stable isotope measurements of water by isotope ratio infrared spectroscopy (IRIS). *Limnology and Oceanography Methods*, 2012, vol. 10, p. 1024–1036.
7. Kurita N., Sugimoto A., Fujii Y., Fukazawa T., Makarov V.N., Watanabe O., Ichiyanagi K., Numaguti A., Yoshida N. Isotopic composition and origin of snow over Siberia // *Journ. of Geophys. Research*. 2005. V. 110. D13102.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ И ХИМИЧЕСКОГО СОСТАВА ПАЛЕОПРОТЕРОЗОЙСКИХ ДОЛЕРИТОВ ЗАОНЕЖСКОГО ПОЛУОСТРОВА ОНЕЖСКОЙ СТРУКТУРЫ

Устинова В.В.¹, Бессмертный К.Н.^{1,2}, Максимов О.А.¹, Степанова А.В.¹

¹Институт геологии Карельского научного центра РАН, vikavstinova@yandex.ru

²Санкт-Петербургский государственный университет

В составе людиковийского надгоризонта (2.06–1.92 млрд лет) Онежской структуры магматические породы заонежского долерит-базальтового комплекса имеют широкую распространённость (Голубев, Светов, 1983) и представлены пластовыми и пластовосекущими sillами долеритов и габбродолеритов, являющихся субвулканическими аналогами лав заонежской свиты (Голубев, Куликов, 2011). Все долериты принадлежат толеитовой серии нормального и умеренно-щелочного ряда и рассматриваются исследователями в составе единого магматического комплекса. Их внедрение отражает события внутриплитного плюмового магматизма в палеопротерозое (Онежская, 2011, Ernst, 2014). Вместе с тем слабая изученность базитов в центральной части Онежской структуры определяет сложность расшифровки эволюции основного магматизма в ее пределах. Мало исследованным остаются геохимические особенности базитов заонежского долерит-базальтового комплекса, что затрудняет расшифровку условий их формирования.

Изученный объект расположен на Заонежском полуострове в пределах Толвуйской синклинали структуры. Проведено детальное минералого-петрографическое и геохимическое исследование долеритов, формирующих тела северо-западного простирания (320–340°), полого (<30°) погружающиеся в юго-западном направлении. Детально были изучены участки вблизи д. Лебещина, на островах Палеостров и Речной. Вмещающие породы представлены осадочными породами заонежской свиты (Рис 1).

В большинстве случаев долериты сильно преобразованы в результате низкотемпературного метаморфизма и метасоматоза, который также как и в других частях Онежской структуры отвечал условиям зеленосланцевой, реже пренит-пумпеллиитовой фации (Спиридонов и др, 2017), и не сохранили первичный минеральный состав. Основные породообразующие минералы представлены плагиоклазом и клинопироксеном, который часто замещается актинолитом, стильпномеланом, реже хлоритом и эпидотом. Плагиоклазы полностью замещены альбитом. Акцессорные минералы представлены апатитом, бадделейтом, цирконом. Несмотря на метаморфические преобразования, долериты сохраняют массивность, первично-магматические структуры, в них хорошо выражены зоны закалки.

Долериты первого типа формируют тела простого внутреннего строения. В зоне контакта с вмещающими туфоалевролитами они характеризуются тонкозернистой афировой структурой, сменяющейся к центру тела среднезернистыми офитовыми долеритами, с участками крупнозернистых пегматоидных пород. По химическому составу это высокожелезистые кварцевые долериты с высоким содержанием Fe₂O₃ (16.77–23.33 вес.%), SiO₂ (47.45–51.04 мас. %), TiO₂ (1.75 – 2.51 мас. %) и низким MgO (2.20–5.35 вес.%). Они характеризуются низкими концентрациями Cr (14–106 ppm) и Ni (10–75 ppm). Пегматоидные разновидности в них обладают довольно высоким содержанием SiO₂ (до 59 мас. %), TiO₂ (до 3.13вес.%) и Zr (до 500 ppm). Все изученные образцы обеднены Sr (Sr/Sr*=0,2-0,5). Для долеритов характерно умеренное обогащение LREE ((La/Sm)_n= 1.3–1.8), слабо-дифференцированное распределение тяжёлых REE ((Cd/Yb)_n=1.2–1.6). Отмечается лишь незначительное обеднение Nb (Nb/Nb*= 0.6-0.8).

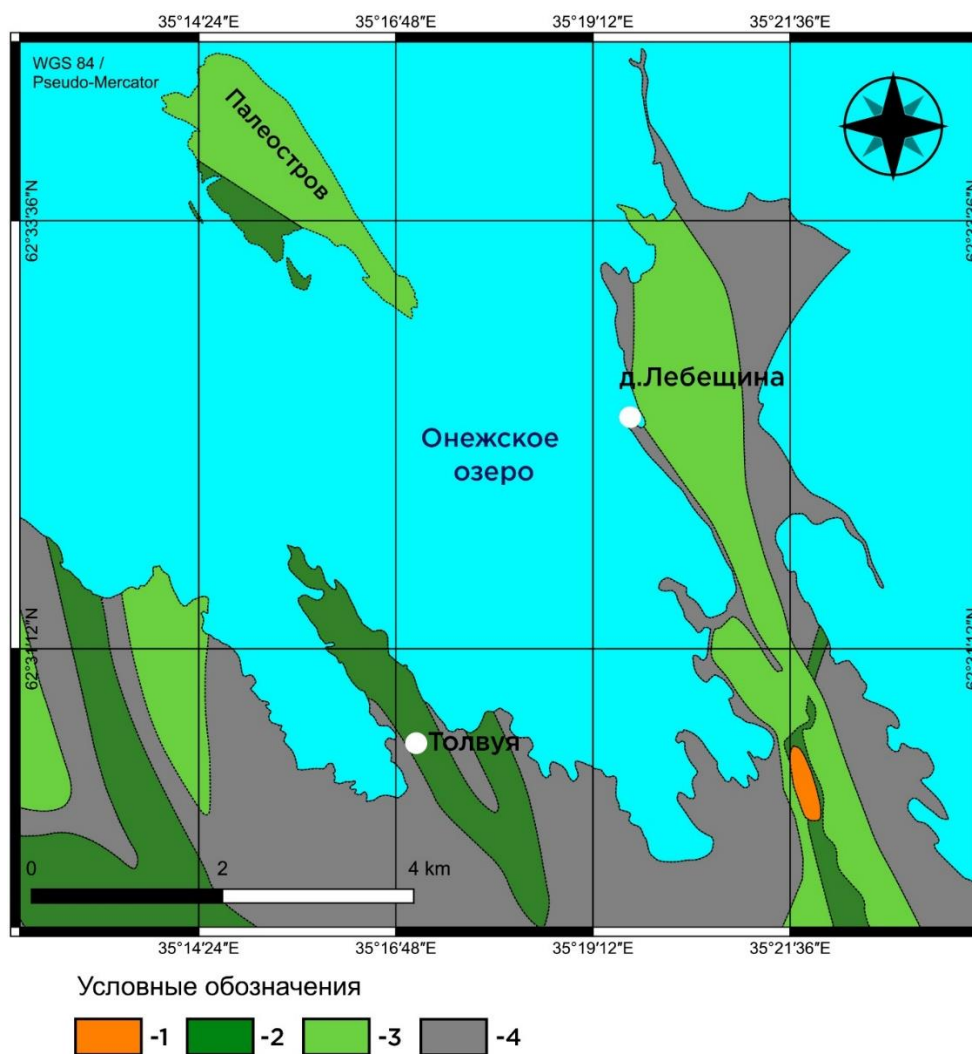


Рис. 1. Схема геологического строения участка Толвуйа-Лебещина масштаба 1:105000. Условные обозначения: Заонежская свита: 1 – пепериты; 2 – умеренно-магнезиальные долериты; 3 – высокожелезистые долериты; 4 – осадочные комплексы.

Долериты второго типа на контакте с шунгитами обладают тонкозернистой порфиroidной структурой с редкими фенокристами плагиоклаза, которая сменяется на пойкилоофитовую по мере удаления от зоны закалки. По химическому составу это умеренно-магнезиальные базиты с содержанием MgO (5.86–11.27) вес.%, SiO₂ (47.45–52.26) мас. %, TiO₂ (0.84–1.88 мас. %). Они характеризуются умеренным содержанием Cr (82–250 ppm) и Ni (48–165 ppm) и низкими содержаниями Zr (47–82 ppm), LILE и других несовместимых элементов, что принципиально отличает их от долеритов первого типа. В большинстве случаев для долеритов второго типа характерны слабые положительные Nb аномалии ($Nb/Nb^* = 0.9–1.19$) и имеют слабо дифференцированный характер распределения REE ($(La/Sm)_n = 0.9–1.3$, $(Gd/Yb)_n = 1.4$).

Особенности состава долеритов обоих геохимических типов свидетельствуют о том, что их первичные расплавы формировались в условиях малых глубин, с последующей коровой контаминацией. Кристаллизации расплава *in situ* происходила в разных условиях. В умеренно-магнезиальных долеритах дифференциация *in situ* проявлен слабо, а в высокожелезистых высоко-Ti долеритах ярко выражен феннеровский тренд дифференциации с обогащением остаточных расплавов Fe и Ti.

Таким образом, контрастность геохимических характеристик долеритов на Заонежском полуострове указывает на наличие минимум двух, вероятнее всего, разновозрастных групп базитов – умеренно-магнезиальных низко-Ti и высокожелезистых высоко-Ti долеритов.

Исследования выполнены при поддержке гранта РФФ 23-17-00260

Список литературы

1. Онежская палеопротерозойская структура. Петрозаводск. Изд-во: КарНЦ РАН. 2011. 431 с.
2. Голубев А. И., Светов А. П. Геохимия базальтов платформенного вулканизма Карелии. Петрозаводск, 1983. 190 с.
3. Голубев, А.И. Заонежский долерит-базальтовый комплекс / А.И. Голубев, В.С. Куликов // Онежская палеопротерозойская структура (геология, тектоника, глубинное строение и минералогия) / З.Л. Афанасьева, А.М. Ахмедов, Е.С. Богомолов и др. – Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. – С. 87–91.
4. Спиридонов Е.М., Путинцева Е.В., Лавров О.Б., Ладыгин В.М. Кроншtedит, пумпеллит, пренит и ленниленаптит в метагагатах и metabазальтах раннего протерозоя Северного Прионежья // материалы конференции Ломоносовские чтения. Московский государственный университет, Москва, 2017.
5. Ernst, R.E. (2014) Large igneous provinces. Cambridge University Press, 653 p

ОНЕЖСКИЕ ГРАНУЛИТЫ КАК ОСНОВА ДЛЯ НАСКАЛЬНЫХ ИЗОБРАЖЕНИЙ (ОНЕЖСКИХ ПЕТРОГЛИФОВ)

Фатеева А.А.¹, Максимов О.А.²

¹ Петрозаводский государственный университет, Институт геологии Карельского научного центра РАН, anjafateeva@mail.ru

² Институт геологии Карельского научного центра РАН

Петроглифы – изображения, выполненные на камне. Подобные скальные изображения распространены на всех пяти континентах и сейчас обнаружены в 77 странах мира. Археологи выделяют около 20 миллионов разнообразных фигур, которые высечены на камне. В Карелии обнаружены два уникальных местонахождения с нанесенными на скалах петроглифами (Пивоев, 2013). Одно из них располагается на плоских скалах восточного побережья Онежского озера, другое – по берегам реки Выг на юго-западном побережье Белого моря. В данной работе будут рассмотрены петроглифы и горные породы, распространенные на побережье Онежского озера. Онежские петроглифы встречаются на скалистых мысах Пери Нос, Бесов Нос, Карецкий Нос, Кладовец, Гажий Нос и на острове Гурий. Почти все петроглифы размещены непосредственно над водой, лишь некоторые фрагменты скальных пластин обнаружены под водой. Исследователи предполагают, что эти изображения были нанесены около 4–5 тысяч лет назад, когда с территории Карелии отступил последний ледник (Шер, 2011).

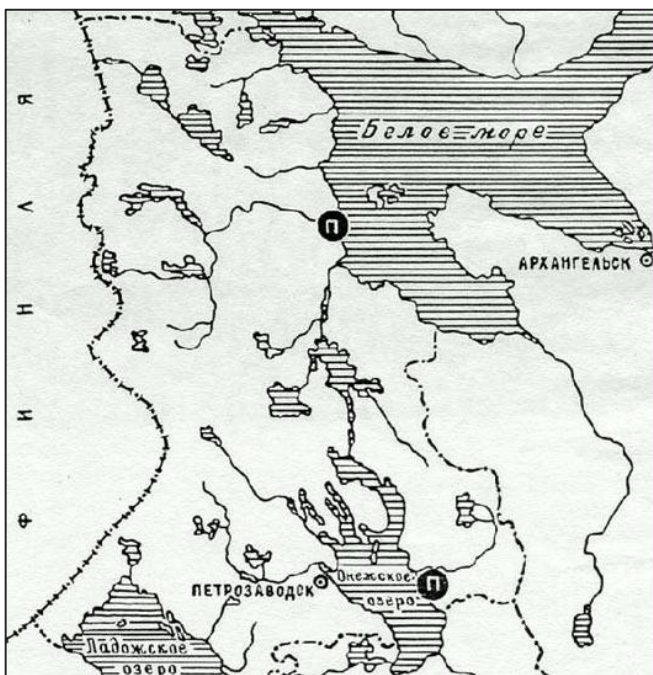


Рис. 1. Схема местонахождения онежских и беломорских петроглифов в Карелии (Савватеев, 2006). Черные кружки – точки распространения петроглифов.

В геологическом отношении объект исследования располагается на территории Карельского кратона Фенноскандинавского щита. В пределах кратона известно несколько гранулитовых комплексов (Вокнаволоцкий, Тулосский, Онежский, Варпайсъярвинский и Пудасъярвинский), имеющих схожие геологические характеристики. Все они сложены эндербитами диоритового-тоналитового состава, содержащими включения пара- и ортопород, представленных основными, средними и реже кислыми и ультраосновными гранулитами. Эндербиты состоят из плагиоклаза, кварца, ортопироксена, в чарноэндербитах и чарнокитах присутствует калиевый полевой шпат. Кроме ортопироксена в породах встречается клинопироксен и биотит. В гранитоидах гранулитового комплекса в целом отмечается крайне плохая

сохранность темноцветных минералов, в первую очередь, пироксенов, по которым образуются ассоциации низкотемпературных минералов (Слабунов и др., 2015).

Онежский неогарнейский гранулит-эндербит-чарнокитовый комплекс расположен в центральной части Водлозерского домена Карельского кратона. Его коренные выходы находятся в узкой береговой полосе и на островах восточного берега Онежского озера южнее устья р. Водла, поэтому об истинных размерах массива судить сложно. Комплекс состоит из двух компонентов: Орх-гранитоидов (эндербитов-чарнокитов) и ксенолитов основных, средних и кислых гранулитов, редко, высокомагнезиальных пород (пироксенитов, горнблендитов). Гранулиты образуют ксенолиты среди гранитоидов размером от 10 см до 3 м. Их гранулометрический анализ показал, что вариации линейных размеров характеризуются логнормальным распределением (Бурдюх, 2011). Такое распределение типично для тектонически дезинтегрированных комплексов (Слабунов и др., 2015).

Более детально был изучен участок мыса Пери VI на берегу Онежского озера (рис. 2а), содержащий на своей поверхности петроглифы. Оценка неоднородности пород и дешифрирование трещин на данном участке мыса проводилась по ортофотоплану, предоставленному Лобановой Н. В. (старший научный сотрудник сектора археологии ИЯЛИ КарНЦ РАН, к.и.н.) (рис. 2б). Полученные результаты показали, что трещины различны по своим размерам и мощности. Среди них выделены: (1) самые крупные и протяженные, (2) среднего размера и (3) небольшие тонкие. Преобладающим является субмеридианальное северо-восточное и субширотное направления трещин. Некоторые участки пород имеют систему субгоризонтальных трещин, что привело к отрыву отдельных каменных пластин с петроглифами. Одна из таких пластин обнаружена выше от береговой линии. На поверхности также обнаружено большое количество ледниковых шрамов (борозд) северо-западного направления, свидетельствующих о движении ледника.

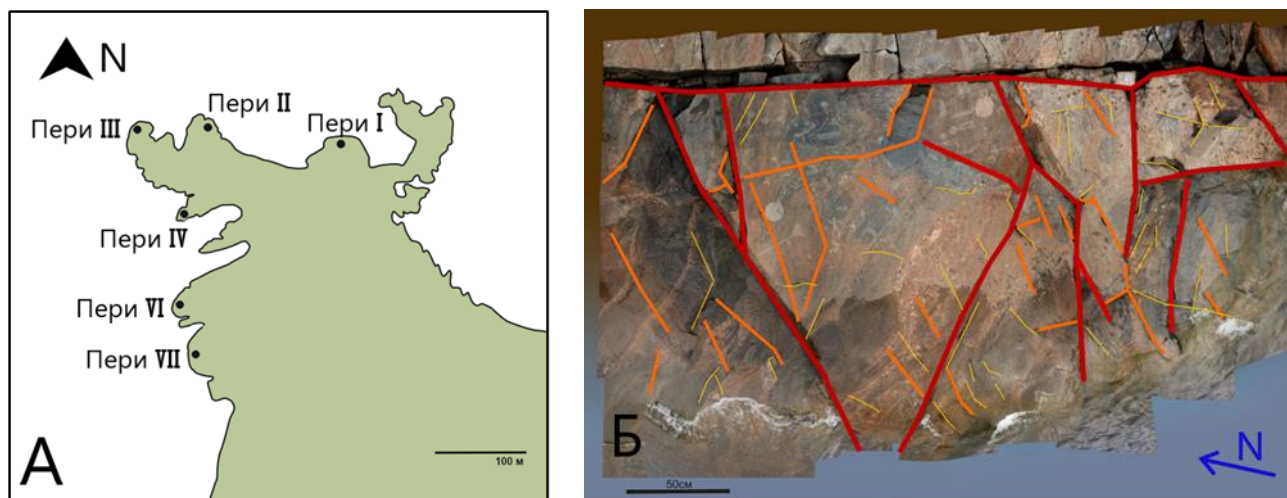


Рис. 2 Мыс Пери Нос: а – схема мыса и участок Пери Нос VI, б – ортофотоплан участка Пери Нос VI (составлен автором, по фото Н.В. Лобановой).

Рассмотрение особенностей состава и строения пород в непосредственной близости от местонахождения петроглифов на мысе Пери VI позволило выделить среди них 3 разновидности:

- (1) Однородные, темные (розоватые) массивные гранитоиды с мелкозернистой, равномернозернистой структурой (рис. 3а) и гранобластовой микроструктурой (образец БН1). Ксенолиты основных пород отсутствуют. В минеральном составе преобладают кварц, плагиоклаз, микроклин (рис. 3б). Второстепенные минералы представлены биотитом, амфиболом, эпидотом, хлоритом и рудным минералом. Ортопироксен в данной породе не сохранился и замещился хлоритом и амфиболом.

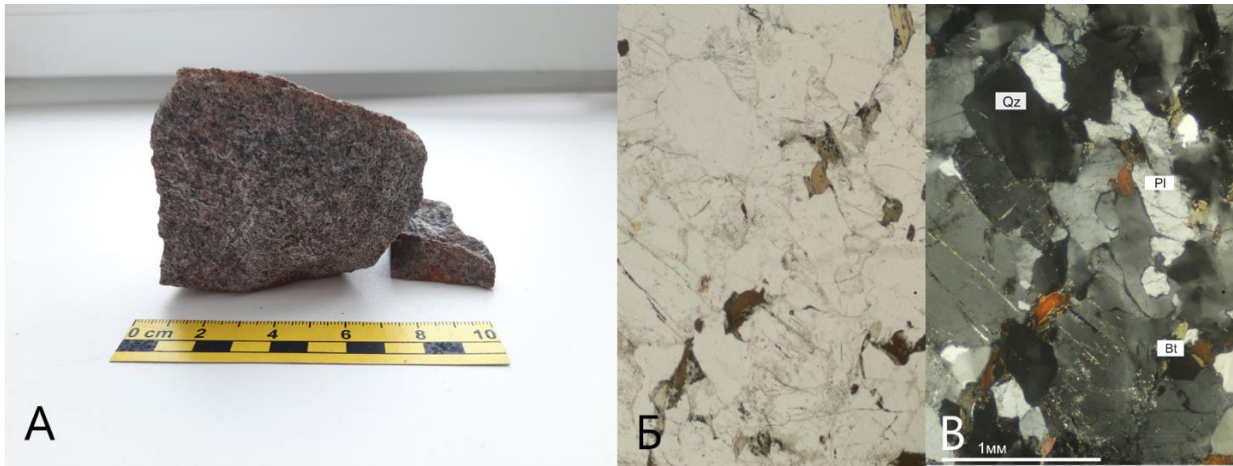


Рис. 3. Образец БН1, в проходящем свете/в скрещенных николях.

- (2) Вторая разновидность (образец БН3-2) имеет неравномерную окраску и пятнистую текстуру (рис. 4а). Структура породы неравномернoзернистая, мелко- и среднезернистая. Образец содержит контакт мелкозернистых и крупнозернистых пегматоидных гранитоидов. Крупнозернистая часть состоит преимущественно из кварца, плагиоклаза и микроклина. Второстепенные минералы представлены биотитом, амфиболом, хлоритом, эпидотом и рудным минералом (рис. 4б). Ортопироксен в породе не обнаружен.

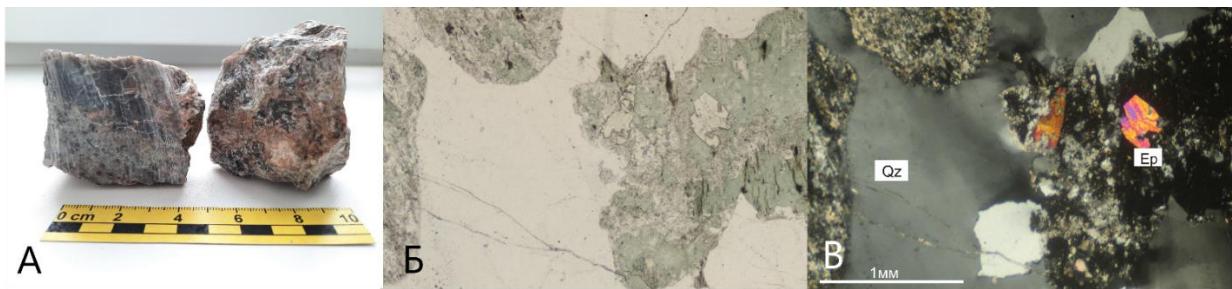


Рис. 4. Образец БН3-2, в проходящем свете/в скрещенных николях.

- (3) Однородные, темные гранитоиды мелко- и среднезернистой структуры, гранобластовой и лепидобластовой микроструктуры. Главные минералы представлены плагиоклазом и кварцем. Второстепенными являются биотит, эпидот, амфибол, хлорит, рудный минерал. Крупные зерна плагиоклаза содержат включения мелких чешуек мусковита.

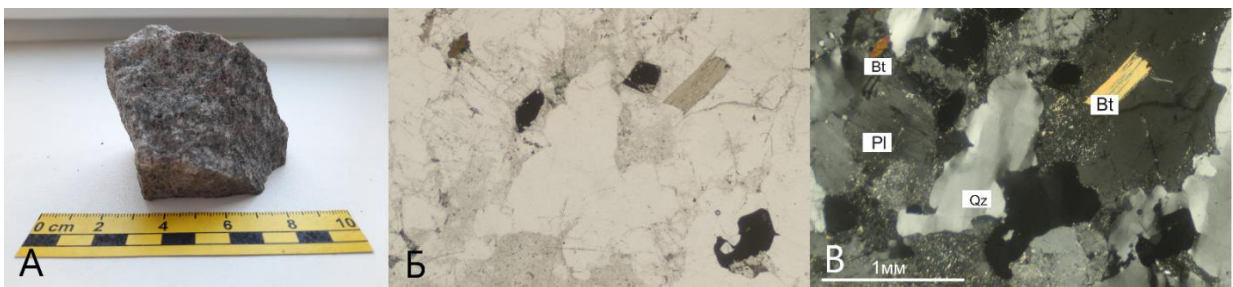


Рис. 5. Образец БН5, в проходящем свете/в скрещенных николях.

Таким образом, проведенные исследования показали, что Онежские петроглифы выполнены на прочных горных породах – гранитоидах (чарнокитах-эндербитах), состоящих преимущественно из кварца и плагиоклаза, обладающих высокими показателями твердости. Менее устойчивые минералы, такие как хлорит и биотит, присутствуют в породе в небольшом количестве. Вместе с тем имеющаяся неоднородность на участке пород, содержащих петроглифы, выраженная в присутствии более крупнозернистых участков, предполагает

появление ослабленных зон, по которым развиваются трещины. Часть трещин нарушает рисунки и может находиться в динамическом состоянии.

Из этого следует, что онежские гранулиты, с одной стороны, являются надежной основой для петроглифов и достаточно устойчивы к случайному антропогенному воздействию, например повреждениям в ходе посещения объекта туристами. С другой стороны, участок пород с наскальными изображениями разбит системой трещин, динамику развития которых необходимо отслеживать.

Работа выполнена в рамках государственной темы ИГ Кар НЦ РАН № 1022040600156-9-1.5.1

Список литературы

1. Пивоев В. М. Культура Карелии. Пробное учебное пособие // В. М. Пивоев. – 2-е изд. – Москва : Директ-Медиа, 2013. – с. 80-81.
2. Шер Я. А. Первобытное искусство: учебное пособие // Я. А. Шер. – 2-е изд., перераб. – Кемерово : Кемеровский государственный университет, 2011. – с. 76.
3. Жульников А. М. Петроглифы Карелии: образ мира и миры образов // А. М. Жульников; Карельский государственный краеведческий музей. – Петрозаводск, 2006 – с. 25, 64, 70, 72.
4. Блышко Д. В. Реконструкция петроглифического святилища на мысе Пери Нос VI // Д. В. Блышко, А. М. Жульников. – с. 21-22.
5. Слабунов А. И., Степанова А. В., Куликов В. С., Сибилев О. С., Король Н. Е., Володичев О. И. Раннедокембрийский гранулитовый метаморфизм и основной магматизм карельского кратона // Путеводитель геологических экскурсий XII Всероссийского петрографического совещания петрография магматических и метаморфических горных пород. – Петрозаводск, 2015 – с. 5-6.
6. Warr L. N. IMA–CNMNC approved mineral symbols // Mineralogical Magazine, 2021, 85, 291–320.

ИССЛЕДОВАНИЕ МИКРОСТРУКТУРЫ КВАРЦА В ПАЛЕОГЕНОВЫХ ПЕСКАХ УЛЬЯНОВСКО-СЫЗРАНСКОГО ПОВОЛЖЬЯ

Хамада Н.^{1,2}, Зорина С.О.¹, Мохаммад Н.^{1,2}

¹ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань, nadia.m.hamada@gmail.com

² Дамасский университет, Дамаск, Сирия

Введение. Исследование микроструктуры кварца представляет собой важную исследовательскую область, способную раскрывать богатство информации о реконструкции палеосреды. В рамках данной работы, микроструктурный анализ кварцевых зерен с использованием СЭМ предоставляет мощная техника для понимания процессов транспортировки и источников осадков. Изучая микротекстуры, включающие механические и химические особенности, возможно выявить механизмы, посредством которых зерна переносились и подвергались последующей модификации.

Данное исследование выбраны кварцевые пески сосновской толщи палеогена, вскрывающиеся в карьерах Кучуровского и Восточно-Ташлинского месторождений песков, расположенных в Ульяновско-Сызранском Поволжье на Русской плите (Рис. 1).

Материал и методика. В ходе работы рассматривается методика сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) для анализа поверхностной микроструктуры кварцевых зерен и ее применения в интерпретации палеообстановки.



Рис. 1. Местоположение Восточно-Ташлинского и Кучуровского карьеров на географической схеме.

Материалом для данной работы послужили валовые пробы песков из Кучуровского (Sm-2) и Восточно-Ташлинского (Kuch-1) карьеров. Из этих пробы были собрано 20 зерен обломочного кварца. Зерна кварца аккуратно монтируются на заглушки СЭМ, после чего наносится полировка и углеродное покрытие, чтобы минимизировать эффект зарядки и повысить проводимость. Этот подготовительный этап играет решающую роль в получении изображений с высоким разрешением и точном химическом и механическом анализе, обеспечивая прочную основу для интерпретации. Затем образцы исследовали методом лазерной сканирующей микроскопии видимого света Zeiss LSM 780 (Казанский федеральный университет). Анализируются основные типы поверхностных особенностей, наблюдаемых на кварцевых зернах и их значение для различных условий палеообстановок и процессов на основе методики Воса (Vos et al., 2014).

Результаты. Микроструктура зерен кварца обоих образцов (Sm-2) и (Kuch-1) отличается преобладанием слабо угловатые и окатанные зерна с низким выровненным микрорельефом, V-образные ударные трещины, многочисленные серповидные следы ударов, раковистый характер скола от ударов (Рис. 2). Особенности химической микроструктуры, включающие ямки и трещины, более выражены в кварцах зернах (Kuch-1).

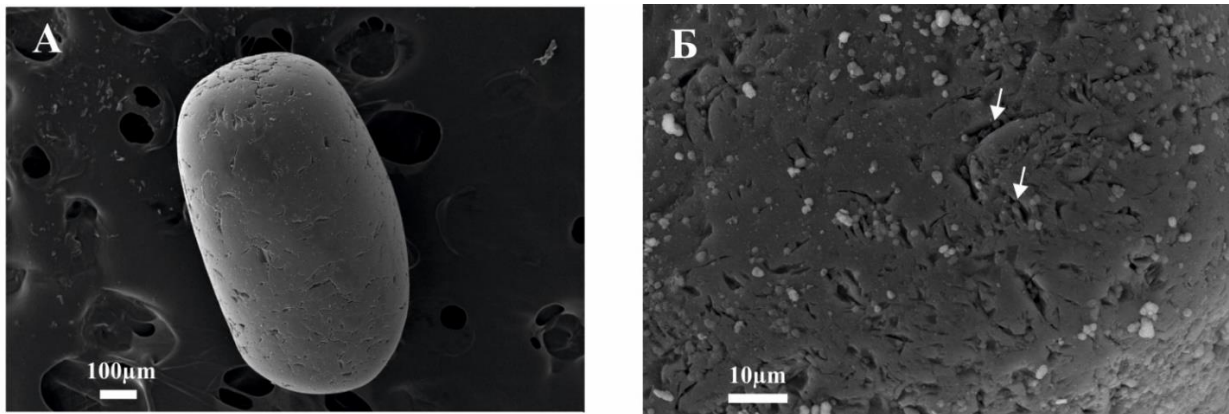


Рис. 2. Электронно-микроскопическое изображение сосновской песка: А: окатанный зерен кварца с низким выровненным микрорельефом (Kuch-1), Б: многочисленные серповидные следы ударов (Sm-2).

По результатам исследования, 19 типов микроструктуры определены и разделены по способу происхождения на три категории: механические, химические и механо-химические.

Большее наличие химических микроструктуры особенностей указывает на более низкий уровень энергии в отложениях песка Ташлинской по сравнению с отложениями песка Кучуровской.

Кроме того, были изучены их связи с конкретными средами, такими как эоловая, подводная и диагенетическая (Зорина и др., 2023).

Список литературы

1. Зорина С.О., Никашин К.И., Афанасьева Н.И., Хамада Н. Микроструктуры на поверхности зерен кварца и происхождение палеогеновых песков Ульяновско-Сызранского Поволжья // Учен. зап. Казан. ун-та. Сер. Естеств. науки. 2023. Т. 165, кн. 2. С. 295–307. doi: 10.26907/2542-064X.2023.2.295-307.
2. Vos K., Vandenberghe N., Elsen J. Surface textural analysis of quartz grains by scanning electron microscopy (SEM): From sample preparation to environmental interpretation // Earth-Sci. Rev. 2014. V. 128. P. 93–104. doi: 10.1016/j.earscirev.2013.10.013.

ЭВОЛЮЦИЯ СОЛЕЙ ТУТТОНА $M^{+2}Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ ($M = (K,Rb), Rb, Cs$) С РОСТОМ ТЕМПЕРАТУРЫ

Шадрин Г.В., Борисов А.С., Сийдра О.И.

Санкт-Петербургский государственный университет, st076586@student.spbu.ru

Соли Туттона $A_2 M(XO_4)_2 \cdot 6H_2O$ ($A = NH_4, K, Rb, Cs$; $M = Mg, Fe, Co, Ni, Cu$; $X = S, Se$) имеют целый ряд применений в оптике, медицине. Описано 6 минералов, структурно родственных солям Туттона, в том числе пикромерит и цианохроит. Последние два минерала встречаются в различных геологических обстановках как на Земле, так и других планетах Солнечной системы (Bosi et al, 2009). Цианохроит является одним из наиболее распространенных вторичных минералов меди в приповерхностных зонах фумарол на шлаковых конусах БТТИ, вулкан Толбачик, Камчатка. Минеральные фазы, образующиеся при нагреве цианохроита, могут являться индикаторами изменения температурного режима на фумаролах.

Кристаллические структуры соединений $M^{+2}Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ ($M = K, (K,Rb), Rb, Cs$) основаны на трёх структурных компонентах: тетраэдрах SO_4 , полиэдрах MO_n и искаженных октаэдрах CuO_6 . Такие синтетические материалы проявляют интересное магнитное поведение (Peets et al., 2022).

Цель данной работы – изучение эволюции солей Туттона с медью в широком диапазоне температур. Были использованы следующие методы исследования: порошковая терморентгенография, комплексный термоанализ, монокристаллическая рентгеновская дифракция. Исследуются термохромные свойства членов ряда $M^{+2}Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ ($M = K, (K,Rb), Rb, Cs$) (рис. 1). По результатам порошковой терморентгенографии выделяется 6-8 стадий трансформации солей Туттона в зависимости от размера щелочного катиона в диапазоне 20-600°C.

Первые этапы трансформации у всех членов ряда связаны с потерей воды, что согласуется с данными термоанализа. Для членов ряда, где $A = K, KRb$ и Rb , вода теряется в два этапа: на первом этапе соединения теряют четыре молекулы воды, а на втором – оставшиеся две. А в случае цезиевого аналога потеря воды происходит в один этап. Безводные фазы при дальнейшей трансформации являются безводными сульфатами меди и щелочных металлов, аналогами недавно открытых минералов (напр. саранчинаит) и синтетических материалов.

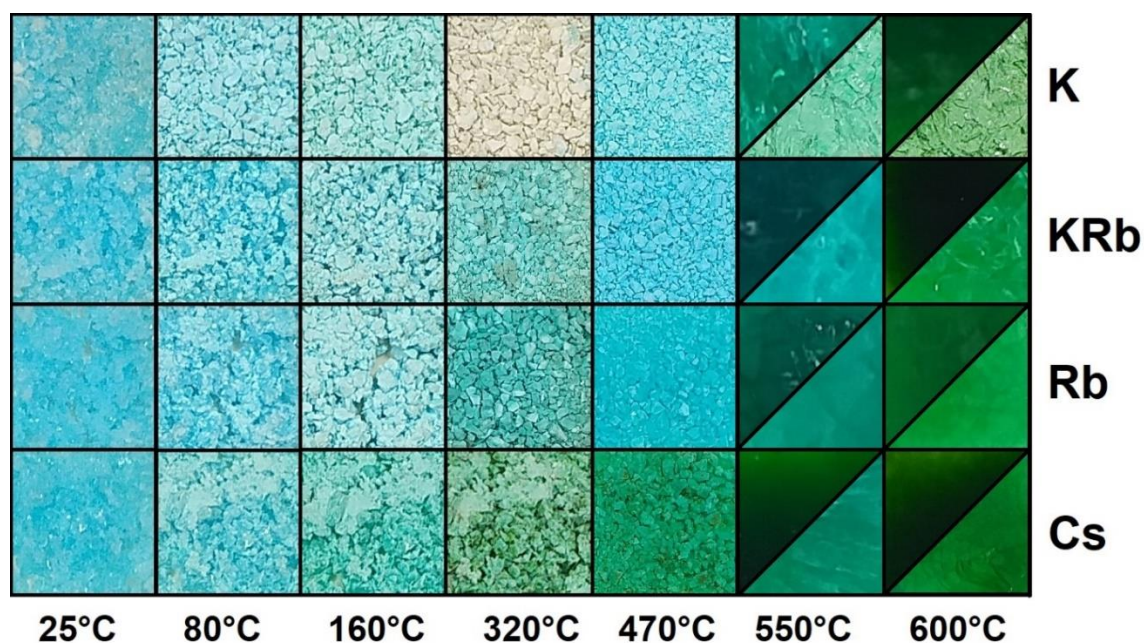


Рис. 1. Таблица изменения цвета исследуемых образцов в диапазоне температур 25–600°C.

Список литературы

1. Bosi F., Belardi G., Ballirano P. Structural features in Tutton's salts $K_2[M^{2+}(H_2O)_6](SO_4)_2$, with $M^{2+} = Mg, Fe, Co, Ni, Cu,$ and Zn // Am. Mineral. 2009. V. 94. № 1. P. 74–82.
2. Peets D.C., Avdeev M., Rahn M., Inosov D. Crystal growth, structure, and noninteracting quantum spins in cyanochroite, $K_2Cu(SO_4)_2 \cdot 6H_2O$ // ACS Omega. 2022. V.7. № 6. P. 5139-5145.
3. Siidra O.I., Nekrasova D.O., Blatova O.V., Colmont M., Mentre O., Charkin D.O. Morphotropism in fumarolic mineral-related anhydrous sulfates: novel representatives in $A^{+2}M^{2+}(SO_4)_2$ and $A^{+2}M^{2+}_2(SO_4)_3$ series // Acta Crystallogr. 2002. V. B78. P. 153-161.

МЕТОДИКА ОТБОРА КЕРНА ПРИ БУРЕНИИ СКВАЖИН В СЛОЖНЫХ ГОРНО-ГЕОЛОГИЧЕСКИХ УСЛОВИЯХ

Шалаева А.А.

Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе (МГРИ), г. Москва, anastasiashalaeva08@yandex.ru

Введение. Одной из главных целей отбора и изучения керна, шлама и грунтов из скважин является получение полных данных, которые помогут решить задачи поиска в геологии.

Образцы керна, шлама и грунтов являются тем самым первичным фактическим материалом, который позволяет определить разные характеристики пород, например, относительный возраст, минералогический и гранулометрический состав, проницаемость, водонасыщенность и многие другие характеристики горных пород и полезных ископаемых на различных стадиях проведения работ.

Проблема. В интервалах вскрытия, которые могут содержать нефть и газ, в поисковых и разведочных скважинах отбирается керн сплошным способом. В таких интервалах керн служит «фундаментом» для работы с залежью, поскольку предоставляет ценные характеристики о разрезе. Такие материалы можно использовать для петрофизических исследований, а также в качестве опорной информации (петрофизической основы) для интерпретации данных геоинформационных систем (рис. 1)[5].

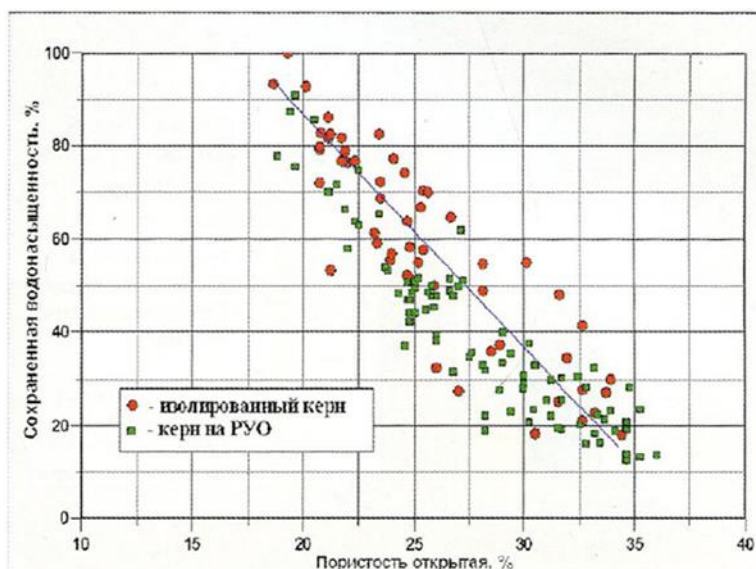


Рис. 1. Сопоставление результатов анализа изолированного керна по сравнению с керном на растворе на углеродной основе (газовое месторождение, сеноманские отложения)

Результаты проведенных исследований оформляются в соответствии с требованиями к составу и правилам оформления представляемых на государственную экспертизу материалов по подсчету запасов нефти и горючих газов на планшетах.

Для отбора керна в процессе работы со скважинами используются керноотборные инструменты, состоящие из КОС в сочетании с бурильными головками различного типа,

такими как: режущего действия с вооружением в виде запрессованных износостойких резцов круглого и/или прямоугольного сечения, шарошечные, а также алмазные [1].

Верно подобранный породоразрушающий инструмент (бурильная головка) влияет на основные технологические параметры процесса отбора керна и оказывает действие на качество отбираемого керна [2,10].



Рис. 2. Примеры различных типов бурильных головок: а) шарошечное; б) PDC; в) алмазная

Для отрыва и удержания керна горных пород разработаны и используются различные типы кернорвателей, которые часто формируются в специальные компоновки, объединяющие несколько типов кернорвателей [3,9].

Плохая работа кернорвателя может привести к потере отобранного керна. Правильность подбора кернорвателя определяется физико-механическими характеристиками разбуриваемых горных пород и лежит в зоне ответственности подрядчика по отбору керна [4].



Рис. 3. Варианты конструкций кернорвателей производства Российской Федерации

Методика отбора образцов керна при бурении скважин в трудных горно-геологических условиях включает проведение комплексных петрофизических исследований керна. Эти исследования включают пять основных направлений: анализ литологических характеристик пород, фильтрационно-емкостных, физических и технологических характеристик, оценку динамических характеристик пород-коллекторов. По результатам этих исследований выбирается оптимальный способ бурения и подходящий породоразрушающий инструмент [6].

Существуют различные способы отбора керна, такие как, изолированная технология концепция «Low Invasion», которая уменьшает воздействие бурового раствора на керна, система отбора изолированного керна «Gel Coring», изолированный отбор керна (губчатая система). Большую популярность набирает система «Low Invasion», поскольку имеет ряд преимуществ перед остальными способами: данная система снижает влияние бурового раствора на столбик керна при бурении, при этом также уменьшается вероятность заклинок керна в керноприемной трубе, поэтому система позволяет сохранить породы в первичном виде, что является одним из больших плюсов среди альтернативных вариантов [7, 8].

Список литературы

1. Анализ возникновения вибраций в процессе бурения / Д. А. Кузнецова, Б. А. Овезов, К. О. Щербакова, Л. Р. Календарова // Деловой журнал Neftegaz.RU. – 2022. – № 11(131). – С. 88-93. – EDN ТКСКХН.
2. Инклинометр МГРИ - Вибрации во время бурения / Е. Г. Шихбабаева, Н. В. Соловьев, А. М. Машкова [и др.] // Молодые - Научкам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. – С. 300-304. – EDN IBUARX.
3. Кузнецова, Д. А. Предотвращение прихватов буровых труб в процессе строительства скважин / Д. А. Кузнецова, К. О. Щербакова // Проблемы разработки месторождений углеводородных и рудных полезных ископаемых. – 2022. – Т. 1. – С. 573-577. – EDN CFFJPN.
4. Методы отбора керн / Е. В. Кравченко, А. М. Машкова, Н. В. Соловьев [и др.] // Молодые - Научкам о Земле : Тезисы докладов X Международной научной конференции молодых ученых. В 7-ми томах, Москва, 31 марта – 01 2022 года / Редколлегия: Ю.П. Панов, Р.Н. Мустаев. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2022. – С. 235-238. – EDN YKJWSY.
5. Овезов, Б. А. Керн повышенной информативности / Б. А. Овезов, К. О. Щербакова, А. С. Повалихин // Новые идеи в науках о Земле : Материалы XIV Международной научно-практической конференции: в 7 томах, Москва, 02–05 апреля 2019 года. Том 4. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2019. – С. 282-283. – EDN VUDEZN.
6. Овезов, Б. А. Технология проведения геофизических исследований в процессе отбора ориентированного керн / Б. А. Овезов // Стратегия развития геологического исследования недр: настоящее и будущее (к 100-летию МГРИ-РГГРУ) : Материалы Международной научно-практической конференции. В 7-ми томах, Москва, 04–06 апреля 2018 года. Том 3. – Москва: Российский государственный геологоразведочный университет им. С. Орджоникидзе, 2018. – С. 203-205. – EDN XSGKOT.
7. Повышение эффективности технологического процесса бурения с применением долот PDC / М. М. Алимова, Н. В. Соловьев, К. О. Щербакова, Б. А. Овезов // Деловой журнал Neftegaz.RU. – 2022. – № 7(127). – С. 72-74. – EDN UDRCFE.
8. Снижение критических последствий торсионных вибраций в результате разрушения горной породы долотами PDC / Б. А. Овезов, К. О. Щербакова, Л. Р. Календарова [и др.] // Известия высших учебных заведений. Геология и разведка. – 2022. – № 4. – С. 91-100. – DOI 10.32454/0016-7762-2022-64-4-91-100. – EDN YZNEOU.
9. Технология бурения нефтяных и газовых скважин : в 5 т. : учебник для студентов вузов / Под общ. ред. В. П. Овчинникова. – Тюмень :ТюмГНГУ, 2014. Т. 1. – 568 с. – ISBN 978-5-9961-0794-0.
10. Хайруллин Б. Ю. Применение современных методов отбора и анализа керн для прямой оценки флюидонасыщения коллекторов / Б. Ю. Хайруллин, В. Г. Мамяшев, В. В. Федорцов // Бурение и Нефть. 2013. № 12.

ИССЛЕДОВАНИЕ НАНОЧАСТИЦ ЖИЛЬНОГО КВАРЦА ШУНГИТОВЫХ ПОРОД МЕТОДАМИ ДИНАМИЧЕСКОГО РАССЕЯНИЯ СВЕТА И ЭЛЕКТРОННОЙ МИКРОСКОПИИ

Шарпарь Н.Д.^{1,2}, Ковальчук А.А.¹

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, kovalchuk_aa@krc.karelia.ru

² Физико-технический институт ПетрГУ, sharpar99@mail.ru

Введение. В настоящее время кварц является очень востребованным материалом в оптике, медицине и электронике (De Palo et al. 2023). Развитие нанотехнологий увеличило интерес к кремнеземным материалам нанометрового размера в связи с их потенциальным применением при создании материалов с комплексом новых свойств, отличных от свойств объемных материалов с тем же химическим составом (Dheyaaldin et al. 2022).

Сейчас находят новые применения кварца в медицине. В работе (PeiFeng et al. 2022) наночастицы кварца, введенные на поверхность углеродного волокна (CF), усиливают межфазные связи между CF и молочной кислотой (PLLA). Такой каркас (PLLA / CF-SiO₂) может обеспечить подходящее микроокружение для роста и пролиферации клеток, что делает наноразмерный кварц перспективным материалом в инженерии костной ткани.

Из-за большого числа примесей и дефектов в природных кристаллах кварца, в основном применяется синтетический кварц. Поэтому важной задачей является поиск новых месторождений природного сырья.

В качестве кварцевого сырья мы предлагаем использовать шунгитовые породы. В работе (Рожкова и др. 2022) предложен экологически безопасный и относительно простой метод получения чистого порошка α -кварца с размерами частиц 50–200 нм в водных дисперсиях.

В настоящей работе проводится оценка наночастиц кварца получаемых из шунгитовой породы в форме порошка и водных дисперсий.

Материалы. Объектом исследования является жильный кварц—шунгитовых пород Максовского месторождения (Карелия) (Садовничий и др. 2016), образовавшийся в гидротермальных условиях.

Кварц был отобран из секущих шунгитовые породы протяженных кварцевых жил мощностью 10–15 см. Измельчение кварца проводилось в агатовой ступке, а затем в керамическом истирателе до порошкового состояния (Qисх). Затем исходный порошок многократно промывался дистиллированной водой для удаления растворимых примесей, и высушивался на фильтре (Qобр). Из порошка с фильтра была получена дисперсия путем обработки кварца в воде на ультразвуковом диспергаторе УЗ-22М при частоте 22 кГц. В работе исследовали частицы, выпавшие в осадок после центрифугирования и удаления надосадочной жидкости (Qост).

Далее надосадочную часть дисперсии последовательно разбавляли дистиллированной водой и центрифугировали, получив 2 новые дисперсии с различной концентрацией кварца ($C_1 = 0.012$ мг/мл; $C_2 = 0.65$ мг/мл). Из этих дисперсий капельным методом при конденсации на стеклянных подложках были получены пленки (Q_1 и Q_2 соответственно).

Для метода динамического рассеяния света (ДРС) надосадочную часть дисперсии разбавляли дистиллированной водой с получением 6 дисперсий с различной концентрацией (от 0,38 до 2,89 мг/мл).

Методы. Для оценки размеров полученных частиц (средний размер, распределение частиц по размерам), а также характеристики устойчивости дисперсных систем (ζ - потенциал и индекс полидисперсностиPdI), использовали метод ДРС на приборе ZetasizerNano ZS DLS (Malvern), оснащенный 633 нм He-Ne лазером; угол рассеяния 173° .

При помощи сканирующей электронной микроскопии (СЭМ) была изучена микроструктура образцов. Исследование проводилось на сканирующем электронном микроскопе VEGA 11 LSH (Tescan) с энергодисперсионным микроанализатором «INCA Energy 350».

Результаты. В проводимом ранее исследовании (Ковальчук, Шарпарь 2022) образцы кварца оценивались при помощи спектроскопии комбинационного рассеяния (КРС), рентгенофазового (РФА) и рентгеноструктурного (РСА) анализов.

Результаты РФА показали, что все образцы являются однофазными и представляют собой α -кварц. Параметры кристаллической решетки и размеры кристаллитов, полученные с помощью РСА, аналогичны значениям хорошо изученного кварца гидротермального генезиса: горный хрусталь и жильный кварц Приполярного Урала (Кузнецов и др., 2011). Было установлено, что при выделении наночастиц кварца через водные дисперсии (образец Qост) происходит заметное уменьшение областей когерентного рассеяния (ОКР) и индексов кристалличности (ИК), что свидетельствует об увеличении разориентированности кристаллитов жильного кварца шунгитовых пород. Для Qост ОКР составляет 58,3 нм.

Методом КРС был подтвержден фазовый состав исследуемых образцов. Однако на спектрах порошков наблюдался максимум, соответствующий углероду, что характерно для кварца шунгитовых пород. На спектрах так же присутствуют линии, соответствующие воде, что свидетельствует о гидротермальном происхождении исходной породы.

С применением метода ДРС были определены средние размеры частиц, а также характеристики устойчивости дисперсных систем (дзета потенциал и индекс полидисперсности).

Все полученные дисперсии имели нейтральное значение pH (таблица 1), что важно для биологически активных сред. Индексы полидисперсности (PdI) для всех полученных составов имеют близкие значения. Поскольку PdI характеризует однородность дисперсии, отклонение

от среднего размера частиц, то справедливо заключить, что все полученные дисперсии достаточно однородны.

Таблица 1. Характеристики дисперсий наночастиц кварца, полученные методом ДРС

№ обр.	Концентрация наночастиц, мг/мл	pH	Средний размер частиц по данным ДРС, нм	Индекс полидисперсности, PdI	Дзета потенциал, mV
1	0,81	7,18	$94,5 \pm 0,7$	$0,16 \pm 0,10$	$-21,1 \pm 0,1$
2	0,72	7,16	$90,1 \pm 2,4$	$0,16 \pm 0,10$	$-23,9 \pm 0,3$
3	2,89	7,28	$93,2 \pm 0,3$	$0,18 \pm 0,01$	$-21,2 \pm 1,3$
4	2,06	7,31	$83,1 \pm 1,2$	$0,17 \pm 0,01$	$-19,3 \pm 0,2$
5	0,58	7,26	$116,9 \pm 0,7$	$0,19 \pm 0,01$	$-22,3 \pm 0,6$
6	0,37	7,25	$121,3 \pm 2,4$	$0,20 \pm 0,01$	$-25,4 \pm 1,4$

Значения ζ -потенциала (по модулю) оказались наибольшими у дисперсии с наименьшей концентрации частиц. Из этого можно сделать вывод, что дисперсия №6 является наиболее устойчивой.

Из таблицы 1 видно, что средний размер частиц в составах лежит в диапазоне от 83,1 до 121,3 нм. При этом наибольшие размеры были получены у дисперсий с наименьшей концентрацией (дисперсии №5 и №6).

При помощи СЭМ получены изображения частиц, обработанных образцов кварца (рис. 1), позволившие охарактеризовать форму и размеры частиц, и их изменение при обработке.

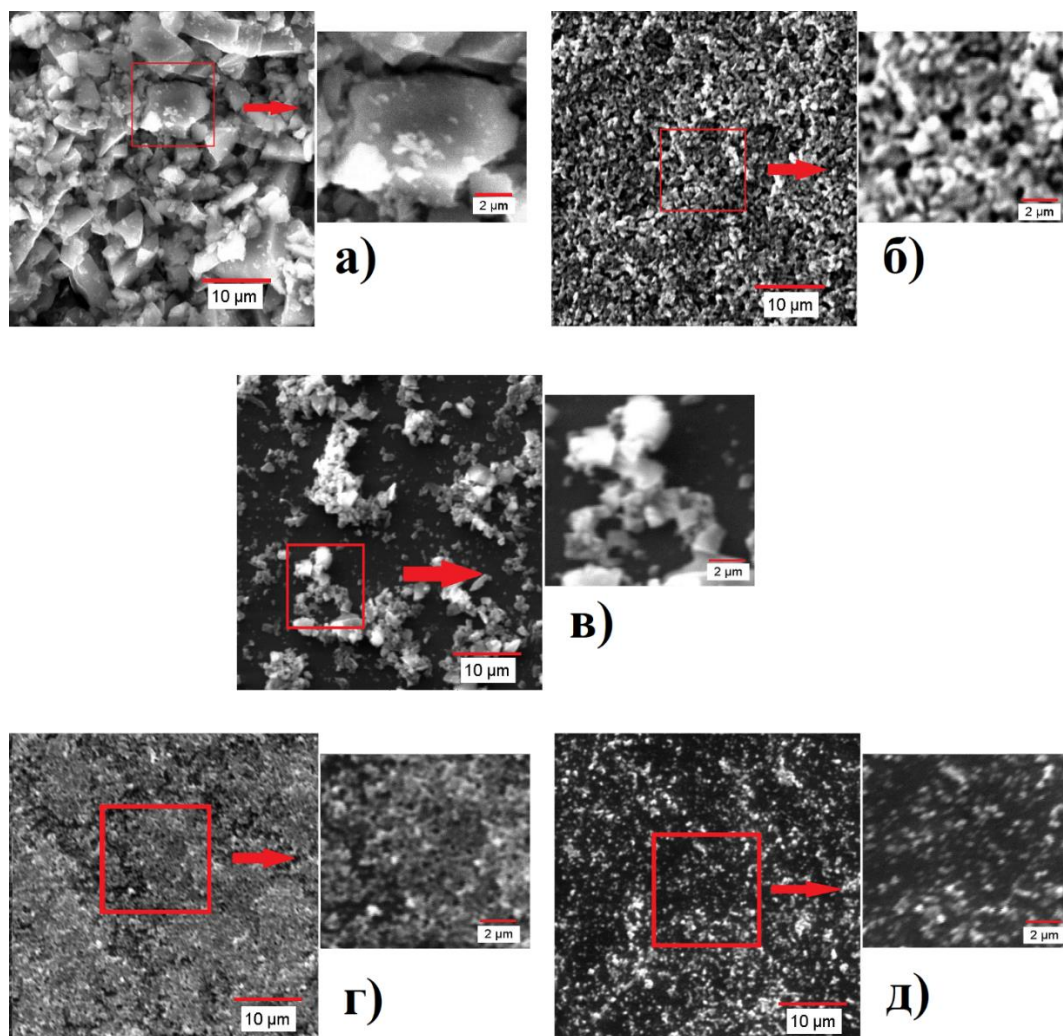


Рис. 1. Электронно-микроскопические снимки частиц кварца в исследуемых образцах: а - Qисх, б - Qобр, в - Qост, в пленках, полученных из водных дисперсий с различной концентрацией наночастиц кварца: г - 0,65 мг/мл, д - 0,012 мг/мл.

В исходном образце (рис. 1а) кварц представлен большими угловатыми зернами размерами до 10 мкм. Но есть и скопления небольших частиц диаметром около 60 нм.

После обработки водой (рис. 1б) наблюдаются более однородные частицы, образующие агрегаты. Их размеры уменьшились до 2 мкм, преобладают частицы окатанной формы. Размер отдельных частиц составляет 50 нм. Частицы в пленке Qост (рис. 1в) агрегируют с образованием цепочек. Появляются большие агрегаты до 400 нм. Диаметр отдельных частиц составляет 20 – 50 нм.

Также были проанализированы 2 пленки, полученные из дисперсий с различной концентрацией наночастиц кварца: 0,65 мг/мл для Q₁ (рис. 1г) и 0,012 мг/мл для Q₂ (рис. 1д). Первая пленка (рис. 1г) напоминает мембрану, образованную частицами правильной формы. На поверхности встречаются округлые поры диаметром около 40 нм. На (рис. 1д) видны частицы с размером около 30 – 40 нм, которые агрегируют в небольшие цепочки.

Полученные методами СЭМ и ДРС результаты коррелируют между собой и подтверждается значениями ОКР (58,3 нм), приведенными в (Шарпарь и др. 2023).

Выводы. Наночастицы кварца, полученные в данной работе, устойчивы в воде и, по данным ДРС, их размер вирируется в диапазоне от 80 до 120 нм. Косвенно, эти результаты подтверждаются методом сканирующей электронной микроскопии – в пленках присутствуют как отдельные частицы размером до 50 нм, так и агломераты частиц до 400 нм.

Полученные в водной дисперсии наночастицы кварца могут представлять интерес в оптике для модификации поверхности материалов и в биомедицине.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Госзадания КарНЦ РАН -FWME-0222-2019-0065 (№1022040400163-5-2.5.4;1.5.1) и частично поддержана из средств гранта РФФИ №20-53-04013.

Список литературы

1. Рожкова Н.Н., Ригаева Ю.Л., Рожков С.С., Ковальчук А.А. Наноразмерный кварц и способ его получения // Патент РФ №2778691. Бюл. 2022. № 24.
2. Садовничий Р.В. Морфологические и структурные особенности кварца шунгитовых пород Максовской залежи / Садовничий Р.В., Михайлина А.А., Рожкова Н.Н., Инина И.С. // Труды КарНЦ РАН. Геология декабря. 2016. Т. 73. № 2. С. 73–88. <https://doi.org/10.17076/geo126>
3. Шарпарь Н.Д., Ковальчук А.А., Горюнов А.С., Екимова Т.А., Рожкова Н.Н. Исследование наноразмерного кварца шунгитовых пород // Оптический журнал. 2023. Т. 90. № 9. С. 102–113. <http://doi.org/10.17586/1023-5086-2023-90-09-102-113>
4. Dheyaaldin, M.H.; Mosaberpanah, M.A.; Alzeebaree, R. Performance of Fiber-Reinforced Alkali-Activated Mortar with/without Nano Silica and Nano Alumina // Sustainability. 2022. V. 14. № 5. <https://doi.org/10.3390/su14052527>
5. Pei Feng, Jiye Jia, Shuping Peng, Yang Shuai, Hao Pan, Xinna Bai, Cijun Shuai. Transcrystalline growth of PLLA on carbon fiber grafted with nano-SiO₂ towards boosting interfacial bonding in bone scaffold // Biomaterials Research. 2022. № 26.
6. Raffaele De Palo, Annalisa Volpe, Caterina Gaudiuso, Pietro Patimisco, Vincenzo Spagnolo, Antonio Ancona. A study on the incubation effect during multi-shot fs laser ablation of quartz // Laser-based Micro- and Nanoprocessing XVII. 2023. V. 12409. <https://doi.org/10.1117/12.2648739>

ОСОБЕННОСТИ ХАРАКТЕРИСТИК ЕСТЕСТВЕННЫХ ЭЛЕКТРОМАГНИТНЫХ ПОЛЕЙ ПРИ ГЕОМЕХАНИЧЕСКИХ ЯВЛЕНИЯХ В МАССИВАХ НОРИЛЬСКОГО РУДНОГО РАЙОНА

Шнюкова О.М., Данильев С.М.

Санкт-Петербургский горный университет, s225008@stud.spmi.ru

Введение. Октябрьское месторождение медно-никелевых руд Норильского рудного района, разрабатывается ГМК «Норильский никель» и относится к склонным и опасным по горным ударам. Отличительной чертой динамических проявлений горного давления, является их внезапность и большая разрушительная сила. Они наносят большой материальный и социальный урон предприятиям и приводят к длительным остановкам, связанным с необходимостью проведения масштабных восстановительных работ на больших площадях, в

связи с этим на предприятии необходим комплексный мониторинг состояния массива на основе геофизических методов, обеспечивающих локализацию ослабленных зон в подземных выработках с высоким уровнем активизации сейсмических событий, влияющих на эксплуатационную надежность и безопасность производства горных работ.

Теория. В геологическом плане месторождения Норильского района относятся к северной части Сибирской платформы, где они ассоциируют с трапповыми интрузиями. В разрезе Норильского комплекса встречается закономерная смена габбро-долеритов (Нестеренко М.Р., 2020). Месторождения разрабатываются преимущественно подземным способом, формируя сеть подземных горных выработок. Активное производство горных работ способствует перераспределению напряжений в горном массиве, формируя интервалы неустойчивости пород.

Для контроля опасных проявлений горного давления в горных выработках на данный момент применяются следующие методы: региональный прогноз удароопасности при помощи непрерывного мониторинга сейсмической активности и инструментальные методы для оценки состояния горного массива, которые основываются на применении акустических и электромагнитных методов геофизики.

Учитывая постоянные эксплуатационные нагрузки, наиболее рационально использование геофизических технологий для контроля опасных проявлений горного давления. Сейсмические методы доказывают свою эффективность в выявлении зон, являющихся наиболее опасными с точки зрения возможного возникновения сейсмических явлений.

На рудниках ГК «Норильский никель» внедрен и функционирует сейсмический мониторинг для задач прогноза удароопасности на основе непрерывной регистрации сейсмической эмиссии, что позволяет отследить процесс образования трещин в горных выработках и определить координаты опасных зон. Несмотря на все неоспоримые плюсы подземных сейсмических технологий, главным недостатком является это трудоемкость производства наблюдений и удаленность от потенциальных эпицентров сейсмических событий, что не дает возможности использовать их в качестве основы системы оперативного инструментального мониторинга горных выработок. Наиболее перспективным видится применения технологий электроразведки в естественных электромагнитных полях, за счет возможности достаточно быстрого проведения полевых наблюдений и формирование оперативного прогноза

Явление возникновения электромагнитного излучения имеет большую практическую значимость в связи с тем, что они могут являться электромагнитными предвестниками сейсмических событий. Процессы трещинообразования горных пород служат одним из источников электромагнитного излучения. (Гохберг М.Б. и др., 1979, Соболев Г.А. и др., 1980).

Существуют следующие механизмы возникновения электромагнитных полей:

1. Колебательные механизмы возникновения электромагнитной эмиссии, такие как: движения заряженных бортов трещин и движение электростатического поверхностного заряда, вызванное акустической волной в процессе разрушения материала. Определено, что колебательные движения поверхности диэлектриков как правило, создает внешнее электромагнитное поле за счет перемещения поверхностного заряда;
2. Искровой разряд между заряженными бортами трещин;
3. Скачкообразное разделение зарядов на поверхностях трещины в процессе разрушения материала (Гордеев В.Ф. и др., 1994).

Регистрация естественного электромагнитного излучения в горных породах возможна при помощи комплекса «Ангел-М», разработанного АО «ВНИМИ» (г. Санкт-Петербург) (Мулёв С.Н. и др., 2019). Данный комплекс позволяет производить контроль за состоянием горного массива. В состав комплекса входит блок регистрации и приемная антенна, на которую приходят сигналы переменного магнитного поля. Методами цифровой обработки выделяют составляющую сигналов, связанную с естественным электромагнитным излучением горных пород.

В работе (Вострецова А.Г. и др., 2013) в ходе экспериментов по разрушению горных пород в лабораторных условиях было определено, что уровень электромагнитного излучения зависит от механических свойств горных пород. Так, наибольшее количество электромагнитной энергии выделяется при разрушении хрупких пород, что может служить критерием для выявления опасных геодинамических явлений, являющимися результатом хрупкого разрушения массива горных пород вследствие высвобождения накопленной энергии очага.

Описание испытаний. Лабораторные испытания проведены с целью регистрации импульсов электромагнитного излучения до разрушения образца горной породы. Используемое оборудование включает в себя систему нагружения – гидравлический пресс, в качестве измерительной системы использовались канал ЭМИ (ферритовая антенна и модуль комплекса «Angel-M») и акустический канал (KD 35 (Германия)).

Испытания в лаборатории проведены путем одноосного сжатия образца до момента его разрушения. Испытания на сжатие производились на образцах горных пород различных литотипов. Всего произведены испытания 48 образцов горных пород. Во время испытаний осуществлена синхронная регистрация сигналов от датчиков нагрузки, электромагнитной и акустической эмиссии. Результаты проведенных испытаний образцов после процедуры фильтрации внешних техногенных помех визуализированы на рис. 1, содержащем следующие графики:

- а) Диаграмма нагружения;
- б) Запись ЭМИ;
- в) Запись акустической эмиссии.

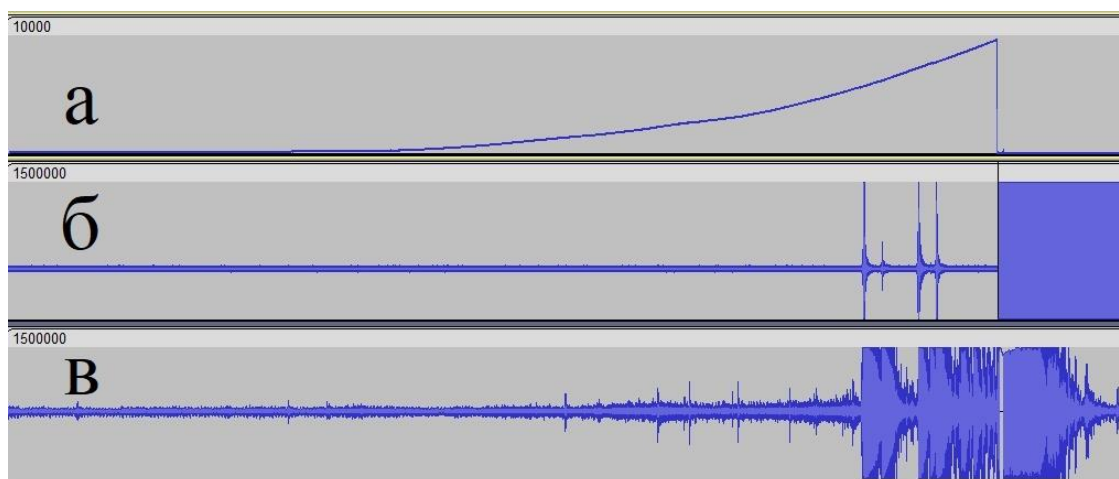


Рис. 1. Пример диаграммы нагружения (а), записи ЭМИ (б) и акустической эмиссии (в) для образца руды.

В ходе обработки полученных данных установлено, что наибольшее количество электромагнитных сигналов до достижения критических разрушающих напряжений при испытании образцов руды появляется на 60-80 процентах от максимальной нагрузки. Локализация данных электромагнитных сигналов в подземных массивах пород может служить признаком достижения опасных высоких напряжений.

Выводы. Результаты испытаний позволяют сделать вывод, что импульсы в электромагнитном поле, связаны с трещинообразованием горной породы. Наблюдается увеличение амплитуды электромагнитных и акустических сигналов при нагружении образца горной породы, что позволяет предположить, что как акустическая, так и электромагнитная эмиссия являются предвестниками разрушения горных пород, а результаты их измерений могут эффективно применяться для прогноза опасных проявлений горного давления. Таким образом, можно сделать вывод о существовании взаимосвязи между электромагнитными и акустическими сигналами при проявлении геодинамических явлений.

Регистрация электромагнитной эмиссии, источником которой является процессы трещинообразования горных пород, является одним из перспективных методов оценки удароопасности массива горных пород. Планируется дальнейшая разработка критериев

нарушенности массива в электромагнитных полях с последующей верификацией в полевых наблюдениях.

Список литературы

1. Вострецов А. Г., Кривецкий А. В., Бизяев А. А., Яковицкая Г. Е. Характеристики электромагнитного излучения горных пород при их разрушении в лабораторных экспериментах // Доклады Академии наук высшей школы Российской Федерации. – 2013. – № 2(21). – С. 46-54
2. Гордеев В.Ф., Малышков Ю.П., Чахлов В.Л. и др. Электромагнитная эмиссия диэлектрических материалов при статическом и динамическом нагружении // Журнал технической физики, 1994, вып. 4, с. 57
3. Гохберг М.Б., Моргунов В.А., Аронов Е.Л. О высокочастотном электромагнитном излучении при сейсмической активности // Докл. АН СССР, 1979, том 248, № 5, с. 1077–1081
4. Мулёв С.Н., Старников В.Н., Романевич О.А., Современный этап развития геофизического метода регистрации естественного электромагнитного излучения (ЕЭМИ) // Уголь. 2019. №10 (1123)
5. Нестеренко М.Р. «Строение и состав пикритовых габбро-долеритов центральной части октябрьского месторождения» Отечественная геология, № 6, 2020, с. 39-47.
6. Соболев Г.А., Демин В.М., Лось В.Ф., Май-бук Ю.Я. Механоэлектрическое излучение рудных тел, Докл. АН СССР, 1980, том 252, номер 6, 1353–1355

УЧАСТИЕ ПРЕСНОВОДНЫХ ПЕРЕОТЛОЖЕННЫХ ФОРМ ДИАТОМОВЫХ ВОДОРОСЛЕЙ В ПРИБРЕЖНЫХ ОСАДКАХ ЮЖНОГО ПРИМОРЬЯ В СРЕДНЕМ ГОЛОЦЕНЕ.

Элбакидзе Е.А.

Дальневосточный геологический институт ДВО РАН, г. Владивосток, ekato21@mail.ru

Введение. При палеогеографических реконструкциях голоценовых событий важную роль играет метод диатомового анализа. Поскольку, диатомеи являются чувствительными индикаторами изменений, происходящих в окружающей среде, и обладают быстрой реакцией на такие изменения, также диатомеи широко распространены в осадках как морских, так и континентальных фаций и обладают хорошей сохранностью. Что делает метод диатомового анализа незаменимым инструментом при определении генезиса отложений и корреляции разнофациальных толщ, восстановлении истории бассейна осадконакопления и выяснении тенденций палеоклиматических осцилляций и колебаний уровня моря.

Материалом для исследования послужила колонка скв. Тальми, пробуренная в северной части оз. Птичье, которое является самым большим в Хасанском районе и вторым по величине в Приморье. Площадь озера составляет 38 км², максимальная глубина до 2м, сообщается с морем системой протока, благодаря чему вода в нём имеет солоноватый вкус. Берега озера низкие, болотистые. (Муранов, 1970). Изучение современных диатомовых водорослей показало, присутствие, помимо солоноватоводно-морских – *Cocconeis scutellum* Ehr., и типично морских форм – *Achnanthes adnata* Bory, *Tryblionella granulata* (Grun.) Mann., *Tabularia fasciculata* (Agard.) Williams & Round, *Cocconeis distans* Greg. пресноводные таксоны (Журкина, 1974). Эти же виды обнаружены нами при изучении диатомей из осадков озера. Методом диатомового анализа было изучено 40 проб. По раковинам моллюсков получены радиоуглеродные датировки, свидетельствующие о том, что отложения накапливались в среднем голоцене (Микишин и др., 2008). Изученная флора диатомей представлена 135 видами и внутривидовыми таксонами, которые представлены разными экологическими группами: морские пелагические (МП), морские неритические (МН), морские сублиторальные планктонные (МСП), морские сублиторальные бентосные (МСБ), солоноватоводные планктонные (СВП), солоноватоводные бентические (СВБ) и пресноводные (ПВ). Также выделена группа переотложенных таксонов (ПО). Неоднократная смена преобладающих таксонов и изменения в экологической структуре комплексов, позволили следующие диатомовые зоны и подзоны.

Зона tDZ1 (1330–1005 см) отмечается преобладанием групп видов МСБ (до 61.1%) и МН (до 40.2%). Суммарный процент ПВ-группы составляет (38.2%) – *Pinnularia brevicostata* (13.5%), *Epithemia adnata* (6,6%). Диатомеи группы ПО (19.3%) представлены переотложенной

пресноводной озерно-речной *Aulacoseira praegr anulata* (19.1%). Изменение численности представителей доминирующих экологических групп, позволило выделить в интервале, охарактеризованном комплексом tDZ1, две подзоны. Доминирующую группы подзоны tDZ1.1 (1330–1190 см) составляют МСБ виды (до 53.0%), субдоминантами являются группа МН (40.2%). Комплекс tDZ1.2 (1190–1005 см) характеризуется доминированием видов МСБ (до 61.1%), на фоне постепенного увеличения числа группы МН (36.3%). Зона tDZ2 (1005–460 см) фиксирует доминирование групп МН (70.2%) и МСБ (50.8%). Суммарное количество встреченных ПВ форм (20.2%) доминант – *E. adnata* (8.7%). Из группы ПО (16.3%) доминирует – *Aulacoseira praedistans* (12.9%). В осадках зоны tDZ2, по уменьшению числа доминантов (МСБ) и росту численности группы МН выделены две подзоны. Концентрация створок в осадках подзоны tDZ2.1 (1000–780 см) резко снижается, доминантами комплекса является группа МН (54.8%). Массово встречены представители группы ПВ (12.6%) на фоне роста числа СВП (10.6%), также встречены ПО виды (8.1%) планктонная озерно-речная *A. praegr anulata* (8.7%). Комплекс подзоны tDZ2.2 (780–460 см). Доминантами являются группа МН (70.2%), на фоне уменьшения количества МСБ видов (47.1%) и роста группы-ПВ (20%) – эпифит *E. adnata* (8.7%), ПО (16.3%) представлены озерно-речной – *A. praedistans* (12.9%). Наблюдается увеличение МСП видов (13.10%).

В осадках зоны tDZ3 (460–165 см) отмечается относительное уменьшение концентрации створок. Фиксируется понижение количества МН видов (52.0%) и рост группы-МСБ (48.8%), группа ПВ (21.7%) и ПО (11.7%) представлена – *Stauroneis phoenicenteron* (4.6%) и планктонной *A. praegr anulata* (11.5%).

Результаты исследования позволили восстановить условия осадконакопления в палеоводоеме, существовавшие на побережье Японского моря в районе оз. Птичьё. Обилие неритических таксонов во всех диатомовых зонах свидетельствует о том, что осадконакопление происходило в бухте. Зона tDZ1 указывает на формировании отложений во время активного повышения уровня моря в среднем голоцене, о чем говорит доминирование представителей сублиторально бентосной группы. Рост количества неритических таксонов во время формирования зоны tDZ2 свидетельствует о максимальном повышении уровня Японского моря в голоцене, возможно превышавшего его современное положение. По составу диатомей, к сожалению, нельзя установить, на сколько метров повышался уровень моря или озера. Уменьшение числа створок неритической группы и увеличение числа МСБ группы выше по разрезу (tDZ3), свидетельствует о понижении уровня моря и обмелению бухты. Таким образом, установленная реакция диатомей на колебания климата в голоцене позволила выделить основные этапы трансформации экосистемы озера от закрытой мелководной бухты к открытой более глубоководной бухте до закрытой мелководной бухты.

Присутствие в осадках скважины створок пресноводных переотложенных древних видов *A. praegr anulata* и *A. praedistans*, а также обилие раздробленных створок по разрезу указывает на активный терригенный внос, в результате влияния стока реки Туманной (старое название Туманган). Повышенные содержания видов группы ПО связаны с наводнениями на водосборном бассейне реки Туманной.

Список литературы

1. Журкина В. В. Первые данные о диатомовых водорослях озера лагунного типа Приморского края (Дальний Восток) // Новости систематики низших растений. Т. 9. 1972. С б. 17–19.
2. Микишин Ю.А., Петренко Т.И., Гвоздева И.Г. и др. Голоцен побережья юго западного Приморья // Научное обозрение, 2008. № 1, С. 8–27.
3. Ресурсы поверхностных вод СССР: Гидрологическая изученность. Т. 18. Дальний Восток. Вып. 2. Нижний Амур (от с. Помпеевки до устья) / под ред. А. П. Муранова. — Л.: Гидрометеиздат, 1970. — 592 с.
4. Пушкарь В.С. Биостратиграфия осадков позднего антропогена юга Дальнего Востока (по данным диатомового анализа). М.: Наука, 1979. 140 с.
5. Хотинский Н.А. Голоцен Северной Евразии. М.: Наука, 1977. 182 с.

ПЕТРОЛОГИЯ МЕТАПЕРИДОТИТА ИЗ КАРЬЕРА КУРУ-ВААРА, БЕЛОМОРСКИЙ ПОЯС БАЛТИЙСКОГО ЩИТА

Якушик М.А.^{1,2,3}, Щипанский А.А.¹

¹Геологический институт РАН, Москва, Российская Федерация, yakush.mihail@yandex.ru

²Институт экспериментальной минералогии РАН, Черноголовка, Российская Федерация.

³Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, Москва, Российская Федерация.

В структуре восточной части Балтийского щита Беломорский подвижный пояс (БПП) располагается между Карельским кратоном (гранит-зеленокаменной областью) и Кольской провинцией. Он издавна определялся как подвижный, или мобильный, пояс, тем самым отражая характер интенсивных деформаций, претерпевших несколько эпизодов, как в архейское время, так и в палеопротерозое, а также базитового и гранитоидного магматизма. Это выразилось в том, что в мигматизированных тоналит-трондьемит-гранодиоритовых (ТТГ) гнейсах, входящих в состав БПП, совмещены в виде будин породы, имеющие различное происхождение протолитов, дометаморфическую историю и степень метаморфизма (Слабунов и др. 2020, Lahtinen, Nuhma 2019). По сравнению с ретроградно измененными эклогитами будины мета-ультрамафитов в небольших количествах также присутствуют в матрице ТТГ гнейсов Беломорского пояса. Однако они остаются малоизученными несмотря на то, что являются прямыми свидетельствами процессов взаимодействия коры и верхней мантии в геодинамике ранней Земли. В большинстве случаев ультрамафитовые будины представлены сильно измененными амфиболлизированными метапироксенитами (Balagansky V. et al 2015). В настоящем сообщении приводятся предварительные данные о петрологии метаперидотита из будины в карьере Куру-Ваара, который, по крайней мере визуально, был подвержен в гораздо меньшей степени наложенным процессам, чем эклогитовые и пироксенитовые будины.

Главным породообразующим минералом перидотитов является оливин. Состав магматического оливина может быть представлен упрощенной формулой $(Mg,Fe)_2(SiO)_4$. Содержание форстерита или Mg-число ($Mg\# = 100 \cdot MgO / (MgO + FeO)$, мол.%) часто используются для описания состава оливина. Более того, Mg-число оливина считается важным показателем, поскольку кристаллизация оливина приводит к снижению содержания MgO в расплаве. Соответственно параметр Mg# традиционно в магматической петрологии используется для оценки температурного режима верхней мантии и процессов ее плавления в истории Земли. Поэтому высокомагнезиальные оливины магматического происхождения отражают термальный режим мантии, который в архее был выше, чем сегодня, что является уникальным свойством архейской алмазоносной мантии (Griffin et al., 2009).

Образцы были изучены при помощи поляризационного и сканирующего электронного микроскопа. Анализы минералов выполнялись на сканирующем электронном микроскопе (1) Tescan VEGA-II XMU с энергодисперсионным спектрометром INCA Energy 450 и спектрометром с волновой дисперсией Oxford INCA Wave 700.

Метаультрамафиты состоят из оливина (~70 об. %), пироксена (~5 об. %), шпинелидов (~5 об. %), серпентина (~10 об. %), и биотита (~5 об. %) и карбоната (~5 об. %). Также наблюдались акцессорные минералы: высокотитанистый клиногумит, апатит и сульфиды железа и меди.

Оливин является главным породообразующим минералом и составляет основную массу породы. Зерна минерала имеют ксеноморфную вытянутую форму с интенсивно дезинтегрированными краевыми границами зерен. Средний размер зерен составляет 1,5–2,5 мм, отдельные зерна – до 3,6 мм. Отмечаются среди основной среднезернистой массы оливина отдельные порфиробластовые зерна размером до 6,5 мм. При одном никеле оливин бесцветен и характеризуется высоким рельефом. В скрещенных николях погасание преимущественно однородное, среди основной среднезернистой массы отмечаются зерна с участками неоднородного погасания.

В оливинах присутствуют включения серпентина негативных кристаллов ромбоэдрического облика. Иногда оливин данного типа встречается в виде реликтов в серпентине. По содержанию форстеритового минала это самые богатые оливины с $Mg\# = 93-95$. Содержание марганца варьирует в пределах MnO 0,5-0,8 вес. %.

В некоторых зернах оливина наблюдаются ориентированные плоские топотаксические вросстки клинопироксен-магнетитового состава, закономерно ориентированные по отношению к оливину, размером 2-5 мкм в поперечнике. По содержанию форстеритового минала вариации не очень значительные в пределах значений 87-89. По содержанию марганца эта генерация самая бедная (MnO 0,4 вес. %). При попытке реинтегрировать состав оливина содержание CaO варьирует в пределах 3-5 вес. %, при пересчете на миналы получается $\#Fo$ 79-80, а ларнитового минала 7-12.

Также присутствует генерация оливина отличительной чертой которой является округлое сечение зерен оливина размером до 1мм. Оливины данного типа имеют зональное строение: ядра более магнезиальные (содержание форстеритового минал 90-91) чем краевые части (содержание форстеритового минала 85-87). Для этой генерации характерны повышенные содержания марганца (MnO до 1 вес. %).

Клинопироксен формирует две структурные генерации: 1) субидiomорфные зерна в основной массе 2-3 мм. 2) Включения в оливине в виде сростков с магнетитом. По своему составу пироксены обеих генераций близки и отвечают твердому раствору геденбергит-диопсид с магнезиальностью $\#Mg=91-94$, содержание Na и Al в данных пироксенах незначительное и не превышает Na_2O 0.2 вес. % и Al_2O_3 0.7 вес. % соответственно.

Вторым минералом с несколькими генерациями, отличающимися по своим микроструктурным особенностям и кристаллохимическим составам, является **шпинель**. Шпинелиды распределены в шлифах неравномерно в виде округлых, ксеноморфных и субидiomорфных зерен размеры варьируют в значительном диапазоне — от первых микрон до 1 мм и более. Наиболее тонкие выделения встречаются на границах зерен оливинов. Учитывая широкие пределы изоморфизма шпинелидов и устойчивость к вторичным преобразованиям следует рассматривать их в качестве типоморфных минералов при распознавании процессов формирования ультрамафитов. Основной тренд эволюции составов шпинелидов— хромшпинелиды (феррохромит) → титаномагнетит (со снижением содержаний Cr , Mg , Al , миналов хромитов и шпинелей, величин хромистости $Cr\#$ ($Cr/Cr+Al+Fe^{3+}$) и магнезиальности $Mg\#$, и ростом содержаний Fe , Mn , Ti , V , Zn . Стоит отметить отсутствие ярко выраженной зональности в исследованных шпинелидах.

Биотиты в основной массе формируют идиоморфные кристаллы размером до 5 мм. В шлифе в одном никеле у биотитов наблюдается зональное секториальное строение: ядра зеленые к краю сменяя бледно-желтые, доходя до коричнево-бурых краевых зон. В крупных вытянутых зернах по спайности присутствуют прорастания карбоната. В химическом составе биотитов также прослеживается вариации: от тетраферрифлогопита (с содержанием Al_2O_3 3-4 вес. %) до флогопитов (в которых содержание Al_2O_3 достигает 16 вес. %). Для изученных составов прослеживается тренд с изломом: нисходящий по титану от 1 вес. % TiO_2 до 0.4 вес. % с вариациями по магнезиальности $\#Mg$ 0.9-0.83 затем с магнезиальности до $\#Mg$ 0.55 и до 0.15 вес. % TiO_2 . Вероятно наличие нескольких трендов может указывать на связь их образования с различными процессами: первый с метаморфизмом, второй с магматической стадией.

Серпентин образует несколько генераций: 1) прожилки в общей массе породы в сростаниях с карбонатом, содержанию железа 2,5 процентов, в этой генерации также не фиксируются рассеянные элементы (Mn , Ni). 2) включения в оливине изометричной формы, который обладает повышенной железистостью в краевых зонах (FeO 3.3-4. вес. %) которая выше, чем в ядрах (FeO 1.8-2.4 вес. %). 3) серпентин петельчатого типа, развивающийся по трещинам в зернах оливина, магнезиальность данных серпентинов формирует противоположную зональность второй генерации серпентинов: ядро более железистое (Fe 3,5 вес. %) чем краевые зоны (Fe 1-1,5 вес. %), на границе двух зон фиксируются рудные минералы.

Доломит в изученных образцах образует сростания с серпентином. **Кальцит** образует две структурные генерации: 1) крупные ксеноморфные зерна, в которых присутствуют округлые зерна оливина 2) субидиоморфные зерна в интерстициях между зернами оливина в матриксе.

В образцах присутствуют небольшие зерна минерала из группы **гумита** (вариации содержания фтора 1.8-2.2 вес. %) ксеноморфного облика размером до миллиметра развивающиеся на контактах зерен оливина друг с другом и оливина с биотитом. Содержание титана (TiO_2 0.5-1.5 вес.%) в минерале может указывать о больших давлениях (25-30 кбар) при его образовании (Shen et al 2015).

У **апатита** также наблюдается две генерации. Крупные ксеноморфные зерна в интерстициях между оливинами размером до 3 мм; субидиоморфные зерна включения в оливине совместно с хромшпинелидами размером до 1 мм. Содержание фтора в первой генерации (1.4-2.0 вес. %) меньше, чем во второй (2.7-3.8 вес. %).

- 1) Полученный материал свидетельствует о сложной эволюции процессов формирования наблюдаемых парагенезисов, часть из которых была связана с параметрами характерными для мантийных условий, а другая часть с эксгумацией мантийных образований в коровые уровни. В изученных образцах существует трудноразличимые процессы, у которых плохо устанавливается временная привязка (кто раньше, кто позже): низкотемпературные процессы: процессы, связанные с образованием включений клинопироксен-магнетитового состава; десерпентинизация и образование нового оливина.
- 2) Наиболее магнезиальные оливины с $\text{Mg\#} \sim 93-95$ скорее всего являются не результатом кристаллизации из мантии, которая была горячее сегодняшней, а продуктом процессов отжига(десерпентинизации) первичного серпентина.
- 3) В изученных образцах фиксируются процессы с связанные с высокой флюидной активностью. Минералами-индикаторами данных процессов являются апатит гумит и сростания серпентина с карбонатом, а также биотит.

Список литературы

1. Слабунов А. И., Балаганский В. В., Щипанский А. А. Мезоархей-палеопротерозойская эволюция земной коры Беломорской провинции Фенноскандинавского щита и тектоническая позиция эклогитов. – 2020.
2. Balagansky V. et al. Archaean Kuru-Vaara eclogites in the northern Belomorian Province, Fennoscandian Shield: Crustal architecture, timing, and tectonic implications //International Geology Review. – 2015. – Т. 57. – №. 11-12. – С. 1543-1565.
3. Griffin W. L. et al. The composition and evolution of lithospheric mantle: a re-evaluation and its tectonic implications //Journal of Petrology. – 2009. – Т. 50. – №. 7. – С. 1185-1204.
4. Lahtinen R., Nuhma H. A revised geodynamic model for the Lapland-Kola Orogen //Precambrian Research. – 2019. – Т. 330. – С. 1-19.
5. Shen T. et al. UHP metamorphism documented in Ti-chondrodite-and Ti-clinohumite-bearing serpentized ultramafic rocks from Chinese southwestern Tianshan //Journal of Petrology. – 2015. – Т. 56. – №. 7. – С. 1425-1458.
6. Sobolev A. V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts //science. – 2007. – Т. 316. – №. 5823. – С. 412-417.

Научное издание

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ,
ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXXIV Молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца
и академика РАН Ф.П. Митрофанова

2–6 октября 2023 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Электронное издание

ISBN 978-5-4386-2315-1

Издательство «Свое издательство»

<https://isvoe.ru/>

E-mail: editor@isvoe.ru

Тел.: (812) 900-21-45