Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия Россиийскоий
академии наук (ИГГД РАН)

XXXVII МОЛОДЁЖНАЯ НАУЧНАЯ ШКОЛА-КОНФЕРЕНЦИЯ, ПОСВЯЩЁННАЯ ПАМЯТИ ЧЛЕНА-КОРРЕСПОНДЕНТА АН СССР К.О. КРАТЦА И АКАДЕМИКА РАН Ф.П. МИТРОФАНОВА



АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

5 – 9 октября 2026 г.

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации
Российская академия наук
Санкт-Петербургское отделение Российской академии наук
Отделение наук о Земле Российской академии наук
Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия
Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

XXXVII Молодежная научная школа-конференция, посвященная памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

5–9 октября 2026 г.
ИГГД РАН, Санкт-Петербург

МАТЕРИАЛЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Санкт-Петербург
2026

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

А437 **Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии.** Материалы XXXVII Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова (Санкт-Петербург, 5–9 октября 2026 г.) [Электронный ресурс]. — СПб: ИГГД РАН, 2026. — 241 с.

ISBN 978-5-6055227-1-3

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. Л.И. Салимгараева

ISBN 978-5-6055227-1-3

© Коллектив авторов, 2026
© ИГГД РАН, 2026

ОРГАНИЗАТОРЫ КОНФЕРЕНЦИИ

Министерство науки и высшего образования Российской Федерации

Российская академия наук

Санкт-Петербургское отделение Российской академии наук

Отделение наук о Земле Российской академии наук

Научный совет РАН по проблемам геологии докембрия

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ

Председатель

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

Заместитель председателя

Т.С. Зайцева – к.г.-м.н., зам. дир. по науч. раб. ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Программный комитет

А.В. Самсонов – чл.-корр. РАН, д.г.-м.н., ИГЕМ РАН, г. Москва

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

Ю.Л. Гульбин – д.г.-м.н., Горный университет, г. Санкт-Петербург

А.С. Егоров – д.г.-м.н., Горный университет, г. Санкт-Петербург

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

Т.В. Каулина – д.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты

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

К.А. Савко – д.г.-м.н., ВГУ, г. Воронеж

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

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

А.И. Слабунов – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

Т.Ю. Толмачева – д.г.-м.н., Институт Карпинского, г. Санкт-Петербург

С.Б. Шишлов – д.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

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

А.В. Мокрушин – к.г-м.н., ИГ КНЦ РАН, г. Апатиты

С.В. Мудрук – к.г.-м.н., ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты

Е.Б. Сальникова – к.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

А.В. Степанова – к.г-м.н., ИГ КарНЦ РАН, г. Петрозаводск

О.В. Якубович – к.г.-м.н., ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Секретарь оргкомитета

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

Члены оргкомитета

Е.В. Адамская – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

А.В. Березин – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

А.А. Гаврилова – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Е.Н. Дёмин – СПбО РАН, г. Санкт-Петербург

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

К.А. Дубкова – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Е.А. Кушим – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Ю.С. Егорова – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

Е.В. Климова – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

В.С. Маркова – СПбО РАН, г. Санкт-Петербург

Д.Р. Ситкина – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

М.В. Стифеева – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

А.В. Титова – ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

СОДЕРЖАНИЕ

Аббасова Г.Н.

Экзогенные геологические процессы, происходящие в прибрежных районах азербайджанского сектора Каспийского моря, и их роль в формировании ландшафтов 11

Андреев А.А., Устинов С.А.

Состав и эволюция магм позднемезозойского вулкано-плутонического комплекса Хада-Булакской депрессии..... 15

Акимова Е.Ю., Белоножкина Д.Е., Салимгараева Л.И.

Минералы группы эпидота в метасоматитах проявления корунда Кий-остров (Беломорский подвижный пояс, Фенноскандинавский щит) 18

Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К.

Многофазный массив Кааламо (Северное Приладожье): единство исходного расплава 21

Белоножкина Д.Е., Скублов С.Г.

Гранатиты Кийостровского массива метабазитов 24

Бежик Р.С., Конышев А.А.

Оценка физико-химических условий формирования амфиболов из горнблендитов Кааламского массива, Республика Карелия 28

Бокарев К.А.

Минералого-геохимическая характеристика сульфидизированных метасланцев Шульбинского рудопроявления (Западно-Калбинский золоторудный пояс)..... 32

Борисенко Е.С., Докукина К.А., Кунаккузин Е.Л. , Соловьева А.Н. , Грошев Н.Ю.

Жильные диориты Федоровотундровского массива, северо-восток Фенноскандинавского щита..... 36

Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К.

Применение «эффективного объема» в термодинамическом моделировании при изучении P-T эволюции горных пород в ходе метаморфических преобразований 39

Виноградова Ю.Г., Степанов К.М., Шацкая Д.В., Коваленко А.В., Овсянников Г.Н., Шевчук А.С., Сидько Д.Е., Никитин М.А., Шацкий А.Ф.

Влияние фтора на плавление в карбонатных и силикатных системах при 6 ГПа..... 42

Воробьев А.Е., Мадаева М.З., Воробьев К.А., Ходжаев А.А.

Актуальность исследований по самоочистке горных рек Северного Кавказа 44

Геншпринг А.М., Сагатов Н.Е., Шацкий А.Ф., Коваленко А.В.

К вопросу о термодинамической устойчивости минерала меллиниита ($(Ni_{2.30}Fe_{1.64}Co_{0.01})_{3.95}P_{1.05}$) 45

Гладкочуб Е.А., Иванов А.В., Михеев Е.И.

Мультисистемное изотопное датирование святоноситов (гранатовых сиенитов) полуострова Святой Нос, палеозойское обрамление юга Сибирского кратона 46

Глушкина В.И., Балтыбаев Ш.К.

Дайково-жильная фация тервуского магматического комплекса в Северном Приладожье..... 48

Горева А.А., Конышев А.А., Абрамова В.Д., Ковальская Т.Н., Голунова М.А.

Шеелит-ферберит-штольцитсодержащие метасоматиты в выборгитах Салминского батолита: геохимические и минералогические особенности, оценка условий образования..... 51

Григорьева В.М., Перчук А.Л., Козловский В.М., Зиновьева Н.Г.

Петрология метабазитов острова Поньгома, Беломорский подвижный пояс 55

Григорьева С.Б., Балтыбаев Ш.К.

Минеральные парагенезисы магматического и постмагматического этапов формирования пород куркиёкского эндербит-габброноритового комплекса Северного Приладожья..... 57

Гринёв О.М., Бокарев К.А., Семиряков А.С., Гринёв Р.О., Морозова Е.Н.

Девонская трахибазальт-риолитовая ассоциация Омутнинского горста (Томь-Яйское междуречье): геохимия и геодинамика..... 61

Грошев Н.Ю., Кунаккузин Е.Л., Сущенко А.М., Борисенко Е.С., Свиридов А.А., Волков Д.О., Савченко Е.Э.

Платиноносные пироксеновые диориты Федоровского массива, Федорово-Панский комплекс, Кольский регион..... 65

Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Филатова О.Р., Липатникова О.А., Лубкова Т.Н.

Моделирование минеральных фаз родниковых вод в условиях антропогенной нагрузки..... 69

Гусев Н.И., Устинов А.А., Романова Л.Ю.

Палеопротерозойская (2040 млн лет) габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация Хапчанского орогенного пояса Анабарского щита 72

Гусева Ж.Ф., Кузнецов А.Б.

Геохимия ископаемых остатков ихтиофауны живет-франских отложений Ленинградской области 76

Дородных А.В., Казанский А.Ю., Правикова Н.В., Балтыбаев Ш.К., Глушкина В.И., Анисимов Р.Л.

Первые петромагнитные данные по гранитам Тервуского плутона (Северное Приладожье, Свекофеннский пояс)..... 78

Жаркова Е.В., Васильев Е.А.

Особенности ИК-спектроскопии кордиеритов различных генетических типов 80

Зуев П.И.

Геофизическое исследование геодинамики подработанного массива 82

Ишканова Р.Р., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д.

Минералогические особенности пород басинской свиты по данным электронной микроскопии на примере разреза по автодороге Макарово-Кулгунино (геопарк «Торатау»)..... 86

Казакова А.А., Щекина Т.И.

Обобщенные данные по криолитсодержащим гранитам месторождений Восточной Сибири (эксперимент, природа) 90

Князева С.С., Зуева О.А.

Литологическая характеристика вендских пород-коллекторов в пределах Среднеботуобинского месторождения 92

Коваленко А.В., Виноградова Ю.Г., Шацкая Д.В., Шевчук А.С., Степанов К.М., Никитин М.А., Геншпринг А.М., Шацкий А.Ф.

Системы $CaSiO_3$-CaF_2 и $Ca_{0,5}Mg_{0,5}SiO_3$-CaF_2 при 6 ГПа 93

Коваленко Н.А., Толстобров Д.С.

Вертикальные движения земной поверхности северо-восточной Фенноскандии в голоцене 94

Ковальчук А.А., Суханова М.А., Максимов О.А.

Применение метода рамановской термобарометрии на примере Ky-Grt-Bt гнейсов Чупинского пояса Беломорской провинции 96

Козлов А.В., Дятлов И.С.

Геоэкологическое значение лито- и сапротрофных микроорганизмов в биохимическом выветривании карбонатных пород и формировании почвенного тела .. 97

Козлов А.Э., Гашкина Н.А., Громяк И.Н., Догадкин Д.Н.

Геохимическая характеристика снегового покрова г. Карабаш и прилегающих территорий 101

Колпаков И.А., Егорова Ю.С.

Луна и Карело-Кольский регион: сравнительный петрогеохимический анализ и ограничения при создании имитаторов лунного грунта 105

Коровин М.О.

Влияние геолого-геофизической неоднородности на распределение фильтрационно-емкостных свойств 108

Королёв А.Э.

Медно-никелевая минерализация в пиритовых конкрециях среднеюрского возраста в обнажениях у села Большие Тарханы (Татарстан) 110

Короткова А.С.

Перспективы нефтегазоносности клиноформенного комплекса акватории Восточно-Сибирского моря 112

Кочкин И.А., Устинов С.А., Свечеревский А.Д., Петров В.А.

Реконструкция полей напряжений и оценка гидравлической активности микроструктур Туюканского рудного узла (Иркутская область, Мамско-Чуйский район) 116

Краденов П.К., Леонтьев В.И.

Магматические комплексы как источник вещества для редкоземельного оруденения ионно-адсорбционного типа на территории Южного Урала 119

Крикун Н.С., Ушаков Д.Е., Бабенко И.А.

Литологическая неоднородность высокометаморфизованных комплексов полуострова Стурнес по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизического профиля (Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида)..... 123

Кузнецов Е.А., Зимина Е.А., Балтыбаев Ш.К.

Оценка распространенности метаморфических пород на основе анализа существующих схем метаморфических фаций 125

Кузьмин И.А., Толстых Н.Д., Синякова Е.Ф.

Минералогические особенности эвтектоидных срастаний из богатых массивных Cu-Ni-ЭПГ-сульфидных руд Октябрьского месторождения Норильского района..... 128

Кушим Е.А.

Биостратиграфическая характеристика верхневендских-нижнекембрийских отложений северо-запада Восточно-Европейской платформы 132

Легенькова А.М.

Особенности медной сульфидной минерализации рудного поля Пюи де Фоль (Срединно-Атлантический хребет) 135

Лезжов А.М., Сибелев О.С., Кервинен А.В., Ковальчук А.А.

P-T-t тренд метаморфизма неоархейских силлиманитсодержащих гнейсов Вокнаволокского гранулитового комплекса восточной части Фенноскандинавского щита 137

Льюмменс Е.О., Моисеенко Т.И.

Вторичное загрязнение и биохимические процессы в озере Имандра в период снижения антропогенной нагрузки 140

Мальцев Г.Г.

Анализ нерудного вещества и структурный контроль рудных тел Дукатского золото-серебряного месторождения как основа поисковых критериев 142

Павлов И.Д., Межеловская С.В., Юшин К.И.

Виленгская свита палеопротерозоя (Ветреный пояс): петрогеохимическая характеристика и корреляция со стратотипом Онежской структуры..... 144

Переплеткин И.А.

Принципы учета неопределенностей геологического строения при многовариантном моделировании на разной степени геолого-геофизической изученности (на примере континентальных верхне-среднеюрских отложений ЯНАО и Томской области) 148

Рахимов Х.Ш., Половков В.В., Потемка А.К.

Проектирование систем наблюдений для изучения верхней части разреза с применением донных сейсмических регистраторов 152

Рахимов Э.А., Половков В.В., Терёхина Я.Е.

Инверсия поверхностных волн с использованием архитектуры глубокой сверточной нейронной сети и кластерного анализа в целях выявления опасных геологических процессов на шельфе 156

Рыбин И.В.

Геофизическая характеристика Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия) 158

Рыбин И.В.

Стратиграфия и литология Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия)..... 162

Рыбин И.В.

Тектоно-магматические особенности Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия) 166

Савельева И.А., Краснова Е.А., Сауткин Р.С.

Биомаркерные и изотопные характеристики органического вещества докембрийских нефтей и их применение при прогнозе нефтегазоносности 170

Свиридов А.А., Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Базай А.В.

Новые данные по акцессорному хромиту Мончегорского плутона 172

Скузоватов С.Ю.

Высокобарические комплексы в истории формирования литосферы западной Монголии 176

Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Чикирёв И.В.

Сравнительная характеристика гематитовых жил и брекчий месторождения Мыс Корабль (Кольский п-ов) со схожими проявлениями в мире 180

Соловьева С.С., Ефимова Л.Е.

Спектральные характеристики растворенного органического вещества водотоков Краснодарского Края в сравнении с бореальной зоной ЕТР..... 183

Солонинкина М.В., Рожкова Н.Н.

Влияние методов обогащения на структурно-фазовое состояние графита м. Ихала (Карелия)..... 186

Стативко В.С., Арзамасцев А.А.

Содержание REE в породах щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции..... 188

Степанов К.М., Шацкий А.Ф.

Экспериментальное исследование доломита с клинопироксеном в системах $CaMg(CO_3)_2 \pm NaAlSi_2O_6 \pm CaMgSi_2O_6$ при 3-6 ГПа 192

Стрельников А.А.

Особенности неотектонических процессов Джумгальской и Таласской внутригорных впадин..... 194

Стрельников А.А., Грабенко Е.А.

Предварительные результаты археосейсмологических рекогносцировочных работ на территории Хаджохского дольменного комплекса в республике Адыгея 196

Суханова М.А., Максимов О.А., Азимов П.Я., Сальникова Е.Б., Бабарина И.И., Горбунов И.А.

Результаты комплексных петрологических и термохронологических исследований пород центральной части Беломорской провинции (Фенноскандинавский щит)..... 196

Сущенко А.М., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Савченко Е.Э.

Типоморфизм минералов платиновых металлов на примере котульскита из Северного рифа, Федорово-Панский расслоенный комплекс 198

Тельнов А.Е.

Зональность гидротермальных изменений Эльвенейского вольфрамово-золоторудного поля (Западная Чукотка)..... 202

Устинов С.А., Петров В.А., Минаев В.А., Шухов В.В., Нафигин И.О., Тишкин Е.Д. , Ладыгина И.В., Барабашева Е.Е.

Актуальные проблемы прогнозно-металлогенических исследований и методы их решения..... 205

Фатеева А.А., Степанова А.В., Самсонов А.В., Ерофеева К.Г., Максимов О.А.

Внутриплитные гранитоиды 2.45 млрд лет в Беломорской провинции: петрология и условия метаморфизма..... 209

Фатеева А.А., Самсонов А.В., Степанова А.В.

Поиск предъятулийской коры выветривания в породах фундамента Сегозерской структуры: первые данные по архейским гранитоидам..... 212

Хитрин И.С., Рудмин М.А.

Анализ генетических признаков глауконита Кирдинского месторождения (Челябинская область)..... 215

Храмова А.И.

Эколого-геохимическая оценка шельфа Карского моря..... 220

Цыбаков И.С., Меркурьев С.А.

Вариограммный анализ магнитных, гравитационных аномалий и рельефа дна на сегменте хребта Карлсберг с целью исследования его строения и структуры..... 224

Чернов Д.Д.

Петрография и геохимия высококалиевого трахибазальта и низкокалиевого лейкогранита острова Аскольд (Залив Петра Великого, Японское море)..... 227

Черноусова Л.А., Балтыбаев Ш.К.

«Минерал-хозяин» и «минерал-включение»: количественная оценка встречаемости минеральных пар в габброидах интрузии Кааламо Северного Приладожья..... 229

Шпанько В.И., Гашкина Н.А., Баранов Д.Ю.

Особенности экологической ситуации в зоне воздействия Кандалакшского алюминиевого завода..... 232

Юричев А.Н.

Метасоматическая шпинель из реститовых ультрамафитов Нижнетарлашкинского массива (республика Тыва)..... 235

Дубкова К.А., Шишлов С.Б., Титова А.В., Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Савельева Ю.Н.

Строение и условия формирования разреза верхнего венда – нижнего кембрия в опорной скважине Невельская (Московская синеклиза)..... 240

Экзогенные геологические процессы, происходящие в прибрежных районах азербайджанского сектора Каспийского моря, и их роль в формировании ландшафтов

Аббасова Г.Н.

Бакинский Государственный Университет, gunay.abbasova@smeti

Аннотация. В статье рассматриваются основные экзогенные геологические процессы, развитые в пределах прибрежной зоны азербайджанского сектора Каспийского моря. Дана характеристика таких процессов, как абразия и береговая эрозия, аккумуляция, эоловые и дефляционные процессы, оползни, суффозия, карст, аллювиальные процессы и подтопление территорий при колебаниях уровня моря. Особое внимание уделено специфике их проявления на Апшеронском полуострове, в районах Кура-Аразской низменности, Ленкоранской низменности и в дельтах рек Кура, Самур, Ленкоранчай. Показано, что колебание уровня Каспийского моря является ведущим фактором активизации береговых процессов, вызывая отступание абразионных берегов, переформирование аккумулятивных форм-пляжей, кос, баров и лагун, а также заболачивание и засоление прибрежных территорий. Установлено, что эоловые и дефляционные процессы играют ведущую роль в формировании дюнного рельефа Апшерона, а оползневые и суффозионные процессы определяют неустойчивость береговых склонов и создают угрозу для инфраструктуры. Охарактеризована роль аллювиальных процессов в формировании дельтовых и пойменных ландшафтов в устьях рек. Сделан вывод о необходимости комплексного мониторинга экзогенных процессов для рационального природопользования, защиты берегов и устойчивого развития прибрежных районов Азербайджана.

Ключевые слова: Каспийское море, азербайджанский сектор, прибрежная зона, экзогенные процессы, абразия, аккумуляция, эоловые процессы, оползни, суффозия, ландшафт, Апшеронский полуостров.

Прибрежная зона азербайджанского сектора Каспийского моря представляет собой уникальную природную систему, развитие которой определяется сложным взаимодействием эндогенных и экзогенных геологических процессов. Среди них ведущая роль принадлежит экзогенным процессам, обусловленным воздействием морской гидродинамики, атмосферных факторов, речного стока, колебаний уровня Каспийского моря и современных климатических изменений. Эти процессы оказывают существенное влияние на формирование рельефа, динамику береговой линии, литодинамические условия, а также на трансформацию природных ландшафтов и экологическое состояние прибрежных территорий. Азербайджанский сектор Каспийского моря характеризуется большим разнообразием геоморфологических условий. Здесь представлены абразионные, аккумулятивные, дельтовые и лагунные берега, различающиеся по морфологии, литологическому строению и интенсивности современных геологических процессов (Алиханов, 1978). Многолетние колебания уровня Каспийского моря, особенно в XX–XXI веках, существенно изменили конфигурацию береговой линии, вызвали затопление и осушение значительных площадей, активизацию абразии, аккумуляции, эоловых процессов, засоления и заболачивания. Эти изменения привели к значительной трансформации природных комплексов и изменению их геоэкологического состояния (Митина, Малашенков, 2013).

В последние десятилетия антропогенная нагрузка на прибрежные ландшафты возросла в связи с развитием нефтегазового комплекса, строительством транспортной и рекреационной инфраструктуры, урбанизацией и хозяйственным освоением территории. Совместное воздействие природных и антропогенных факторов усиливает проявление ряда экзогенных процессов, способствует возникновению опасных геологических явлений, ускоряет деградацию отдельных участков берегов и снижает устойчивость прибрежных ландшафтов (Геоэкологическая оценка..., 2021). Несмотря на значительное количество исследований, посвященных геологии, геоморфологии и экологии Каспийского моря, комплексная оценка

роли экзогенных геологических процессов в формировании современных ландшафтов азербайджанского побережья остается актуальной научной задачей. Особое значение имеют выявление закономерностей пространственного распространения этих процессов, оценка их интенсивности и определение степени их влияния на трансформацию ландшафтов. Цель настоящей статьи – проанализировать основные экзогенные геологические процессы, развивающиеся в прибрежных районах азербайджанского сектора Каспийского моря, выявить их роль в формировании и трансформации современных ландшафтов и определить их геоэкологическое значение для рационального природопользования и устойчивого развития прибрежных территорий.

Таблица 1. Основные экзогенные геологические процессы, происходящие в прибрежных районах азербайджанского сектора Каспийского моря, и их роль в формировании ландшафтов.

Экзогенный процесс	Характеристика	Роль в формировании ландшафта
Абразия (разрушение берегов волнами)	Разрушение и размыв береговых пород под действием волн и прибоя	Формирование абразионных уступов и клифов, отступание береговой линии
Аккумуляция	Накопление песка, гальки, алевритового и илистого материала	Образование пляжей, кос, баров, пересыпей, лагун и аккумулятивных равнин
Береговая эрозия	Размыв рыхлых береговых отложений волнами и прибрежными течениями	Изменение конфигурации берегов, образование промоин и локальное отступание береговой линии
Эоловые процессы	Перенос и отложение песчаного материала ветром	Формирование песчаных дюн и эоловых гряд, особенно на Апшеронском полуострове
Оползни	Смещение масс горных пород и рыхлых отложений вниз по склону под действием силы тяжести	Деформация склонов и береговых уступов, повреждение дорог, зданий и инженерных сооружений
Суффозия	Вынос мелких частиц грунта фильтрующимися подземными водами	Образование просадок и полостей, деформация поверхности, изменение фильтрационных условий
Карстовые процессы	Растворение водорастворимых пород (известняков, гипсов и солей) подземными и поверхностными водами	Локальное образование карстовых впадин и пещер при благоприятных условиях.
Дефляция	Выдувание ветром мелких и пылеватых частиц с поверхности рыхлых отложений	Формирование дефляционных котловин и участков оголения поверхности; перенос и переотложение песка
Аллювиальные процессы	Перенос и накопление речных наносов в руслах, поймах и устьевых участках	Формирование русловых отмелей, пойм, речных террас, дельт и аллювиальных равнин
Прибрежные наводнения вследствие изменений уровня моря.	Затопление низменных участков при повышении уровня моря и их осушение при понижении	Изменение площади мелководий и лагун, условий увлажнения и засоления; перестройка пляжей, пересыпей и прибрежных болот

Пространственное проявление экзогенных процессов неодинаково в разных частях азербайджанского побережья. На Апшеронском полуострове развиты абразия, аккумуляция, эоловые процессы и локально оползни; в Самур-Дивичинской низменности значительную роль играют накопление морских и речных наносов и дефляция; в районе Кызыл-Агачского залива характерны аккумуляция, заболачивание и подтопление; на Ленкоранской низменности развиты аллювиальные процессы, подтопление и местами береговая эрозия (Митина, Малашенков, 2013).

Экзогенные процессы существенно влияют на формирование и развитие прибрежных ландшафтов. Они изменяют положение береговой линии, формируют морские террасы, пляжи и песчаные косы, способствуют образованию лагунно-лиманных комплексов и дюнных форм

рельефа. Кроме того, они преобразуют почвенный и растительный покров, влияют на гидрологический режим прибрежных экосистем и определяют устойчивость природных и антропогенных ландшафтов.

Экологическое значение экзогенных геологических процессов в прибрежной зоне азербайджанского сектора Каспийского моря проявляется в их неоднозначном воздействии на природные комплексы (рис. 1). К положительным результатам аккумуляции относятся формирование новых участков суши, обновление пляжей, создание местообитаний для водно-болотных организмов и возникновение естественных песчаных барьеров. К отрицательным последствиям относятся разрушение берегов и инженерных сооружений, утрата сельскохозяйственных земель, активизация оползней, подтопление территорий и деградация природных комплексов при изменениях уровня Каспийского моря.



Рис. 1. Влияние экзогенных геологических процессов на формирование и трансформацию прибрежных ландшафтов азербайджанского сектора Каспийского моря

Как показано на рис. 1, влияние экзогенных процессов на прибрежные ландшафты выражается в изменении положения береговой линии и форм рельефа, образовании аккумулятивных форм, разрушении абразионных берегов, преобразовании почвенного покрова и растительных сообществ, трансформации водно-болотных угодий и изменении гидрогеологических условий. В пределах Апшеронского полуострова особенно заметны абразионные и эоловые процессы. Для Самур-Дивичинской низменности характерны аккумуляция морских и речных наносов, формирование низменных аккумулятивных поверхностей и локальная дефляция. В Кура-Аразской низменности дельтовые процессы связаны с поступлением и перераспределением наносов реки Куры, формированием рукавов и протоков, пойменных участков, естественных валов и мелководных лагун; их развитие зависит от речного стока и колебаний уровня моря. В прибрежной полосе Нефтчала – Кызылагач – Алят изменения уровня Каспийского моря приводят к затоплению или осушению мелководий и низменных участков. При отступании воды обнажаются илистые и песчаные отмели, формируются прибрежные низменные поверхности, местами подверженные засолению и дефляции. Поэтому трансформация береговой зоны проявляется не только в смещении береговой линии, но и в изменении почвенно-растительного покрова и условий увлажнения (Алиханов, 1978).

Сопоставление процессов, форм рельефа и характерных ландшафтных зон показывает, что экзогенная динамика азербайджанского побережья определяется сочетанием морской абразии и аккумуляции, речного переноса наносов, ветровой деятельности, склоновых процессов и колебаний уровня моря. Наиболее характерные проявления этих процессов и примеры их распространения обобщены в таблице 2.

Таблица 2. Экзогенные геологические процессы влияющие на ландшафты Азербайджанского побережья.

Процесс	Формы рельефа	Ландшафтные зоны	Примеры
Абразия	Клифы, абразионные уступы и террасы	Апшеронский полуостров, отдельные участки побережья у Алята	Абразионные уступы и размываемые участки берега Апшерона и района Алята
Аккумуляция	Пляжи, бары, косы, пересыпи, дельтовые равнины	Кура-Аразская и Самур-Дивичинская низменности, побережье Ленкорани	Дельта Куры, аккумулятивные пляжи и песчаные косы на отдельных участках побережья
Эоловые процессы и дефляция	Дюны, эоловые гряды, дефляционные котловины	Апшеронский полуостров, песчаные участки Самур-Дивичинской низменности	Дюнные и перевеянные песчаные формы Апшерона
Оползни	Оползневые тела, уступы отрыва, бугристые поверхности	Локальные участки обрывистых и расчлененных береговых склонов	Оползневые деформации на неустойчивых береговых и склоновых участках
Аллювиальные процессы	Русла и протоки, поймы, дельтовые острова и отмели	Кура-Аразская низменность, устьевые участки рек	Русловые и дельтовые формы в устье реки Куры

Экзогенные геологические процессы являются важным природным фактором формирования и трансформации прибрежных ландшафтов азербайджанского сектора Каспийского моря. Их воздействие проявляется в изменении береговой линии и рельефа, перераспределении наносов, преобразовании почвенно-растительного покрова и изменении экологического состояния прибрежных геосистем. Полученные обобщения могут использоваться при мониторинге опасных процессов, оценке геоэкологических рисков, планировании берегозащитных мероприятий и разработке региональных программ устойчивого развития прибрежных территорий.

В результате проведенного исследования установлено, что экзогенные геологические процессы являются одним из основных природных факторов формирования и трансформации современных ландшафтов прибрежных районов азербайджанского сектора Каспийского моря. Их развитие обусловлено взаимодействием морской гидродинамики, колебаний уровня Каспийского моря, речного стока, ветровой деятельности, климатических условий и гравитационных процессов.

Выявлено, что абразия и аккумуляция оказывают непосредственное влияние на динамику береговой линии, формирование пляжей, песчаных кос, пересыпей и абразионных уступов. Эоловые процессы и дефляция определяют развитие дюнных форм рельефа и перераспределение песчаных отложений, особенно на Апшеронском полуострове.

Аллювиальные процессы играют важную роль в формировании пойменных и дельтовых ландшафтов, прежде всего в устьевых участках реки Куры. Оползневые и суффозионные процессы, в свою очередь, способствуют изменению устойчивости береговых склонов и отдельных участков прибрежной территории.

Особое значение в трансформации прибрежных геосистем имеют многолетние колебания уровня Каспийского моря, вызывающие затопление и осушение низменных участков, изменение площади мелководий, лагун и заболоченных территорий, а также

активизацию процессов засоления и деградации почвенно-растительного покрова. Пространственная дифференциация этих процессов проявляется в различиях геоморфологических и ландшафтных условий Апшеронского полуострова, Самур-Дивичинской и Кура-Аразской низменностей, Кызылагачского залива и Ленкоранской прибрежной зоны.

Таким образом, экзогенные геологические процессы выполняют важную ландшафтообразующую и преобразующую функцию, определяя морфологию рельефа, гидрологический режим, состояние почвенно-растительного покрова и геоэкологическую устойчивость прибрежных территорий. Полученные результаты свидетельствуют о необходимости комплексного геоэкологического мониторинга, пространственной оценки опасных процессов и разработки научно обоснованных мероприятий по защите береговой зоны, рациональному природопользованию и обеспечению устойчивого развития азербайджанского сектора Каспийского моря.

Список литературы

1. Алиханов Э.Н. Геология Каспийского моря. Баку: Элм, 1978, 190 с.
2. Геоэкологическая оценка территории и реабилитация: учебное пособие / под ред. Н.Г. Курамшиной; [Курамшина Н.Г. и др.]: [Электронный ресурс] / Уфимск. гос. авиац. техн. ун-т. Уфа: УГАТУ, 2021. URL: https://www.ugatu.su/media/uploads/MainSite/ Ob%20universitete/Izdateli/El_izd/2021-33.pdf
3. Митина Н.Н., Малашенков Б.М. Природные и антропогенные факторы воздействия на уровень Каспийского моря // Вода: Химия и Экология, 2013, № 3(57), с. 3–8.

Состав и эволюция магм позднемезозойского вулкано-плутонического комплекса Хада-Булакской депрессии

Андреев А.А., Устинов С.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, axel-foley@yandex.ru

Позднемезозойский этап эволюции Юго-Восточного Забайкалья сопровождался интенсивным постаккреционным магматизмом, который привел к формированию широкого спектра месторождений и рудопроявлений полезных ископаемых. Ключевые магматические образования этого этапа представлены вулканитами шадоронской, приаргунской и мулинской серий. Это обуславливает необходимость выяснения состава, а также условий и механизмов эволюции расплавов данных магматических серий.

Тектоническая позиция рассматриваемой части Юго-Восточного Забайкалья определяется двумя крупными структурами – Ононским блоком Агинского сегмента Монголо-Охотского пояса (МОП) и Аргунским террейном, граничащими на севере с Сибирским континентом по Монголо-Охотскому разлому. Средне-верхнеюрские вулканиты локализованы преимущественно в пределах Аргунского террейна, но в незначительном объеме проявлены и в Агинском сегменте МОП. На основании различия строения разрезов и состава вулканогенных отложений, средне-позднеюрские вулканиты объединены в три стратиграфические серии: шадоронскую, мулинскую и приаргунскую (Шивахин и др., 2010).

Объектом наших исследований являются вулканиты шадоронской серии Хада-Булакской впадины (депрессионной структуры), расположенной в 25 км к северу от г. Борзя. На рассматриваемой территории разрез представлен преимущественно вулканогенными образованиями, которые несогласно залегают на терригенно-карбонатных отложениях борзинской серии и представлены рядом пород от трахиандезибазальтов до риодацитов. В центральной части структуры юрские вулканиты прорваны штоком гранитоидов шахтаминского комплекса. В настоящее время геохронологические данные для рассматриваемых пород отсутствуют, однако возраст трахиандезитов Шадоронской впадины составляет 166 млн лет (Ступак и др., 2016), а возраст гранодиоритов шахтаминского

комплекса из, находящегося рядом, Северо-Соктуйского массива составляет 162 млн лет (Нарыжнова и др., 2023).

В петрографическом отношении трахиандезибазальты – мелкопорфировые породы (0,5-1,2 мм), содержащие 15-20% вкрапленников диопсида и интенсивно серицитизированного Ca-Na полевого шпата. Микролитовая основная масса сложена преимущественно теми же минералами. Трахиандезиты и трахидациты имеют схожий минеральный состав, они представляют собой среднепорфировые породы (2-4,5 мм) и содержат до 20-30% вкрапленников андезина и олигоклаза, а также биотита, иногда полностью замещенного хлоритом. Основная масса – микрофельзитовая, она сложена преимущественно K-Na полевым шпатом и кварцем. Самыми кислыми породами в разрезе являются риодациты со среднепорфировой структурой и микрофельзитовой основной массой. Их вкрапленники представлены олигоклазом, биотитом и кварцем.

Изученные позднемезозойские вулканиты Хада-Булакской вулкано-плутонической ассоциации образуют единый непрерывный ряд от основных до кислых, преимущественно умеренно-щелочных пород. Положение точек их составов на классификационной диаграмме зависимости (Na_2O+K_2O) от SiO_2 позволяет отнести их к трахиандезибазальтам, трахиандезитам, трахидацитам и риодацитам. Плутонические породы Хада-Булакского штока отвечают по своему составу граносиенитам. На диаграмме в координатах K_2O-SiO_2 подавляющая часть фигуративных точек составов попадает в поле образований высококалиевой серии. Наблюдается рост концентраций щелочей и Al_2O_3 в ряду от трахиандезибазальтов до трахидацитов и их уменьшение с увеличением кремнекислоты от трахидацитов до риодацитов. Концентрации остальных петрогенных элементов уменьшаются с увеличением содержания SiO_2 от основных разновидностей к кислым.

Все описываемые разновидности вулканических пород характеризуются схожими спектрами распределения редкоземельных элементов (РЗЭ), отличаясь лишь их концентрацией. Все они обладают сильно фракционированными спектрами РЗЭ ($(La/Yb)_N$= 23-41) с отсутствием ярко выраженной европиевой аномалии (Eu/Eu*= 0.83-0.97). Спектры распределения редких элементов, нормированных по их содержаниям в примитивной мантии, характеризуются отчетливо проявленными Ta-Nb и Ti-минимумами. Подобные геохимические характеристики свойственны породам, сформированным в островодужных обстановках, однако по сравнению с базальтами островных дуг (IAB) и даже базальтами океанических островов (OIB), рассматриваемые породы обладают более высокими содержаниями практических всех несовместимых элементов. Схожая геохимическая специфика наблюдается и для позднемезозойских вулканитов Восточно-Монгольского пояса, где воздействие мантийного плюма на метасоматически измененную литосферную мантию привело к формированию расплавов с характеристиками, промежуточными между OIB и IAB (Ярмолюк и др., 2024). Следует отметить, что в ряду от трахиандезибазальтов до риодацитов наблюдается обеднение всеми РЗЭ, что исключает ведущую роль кристаллизационной дифференциации и может указывать на значительный вклад осадочного материала в формирование расплавов среднего и кислого составов.

Гранитоиды имеют идентичные с трахидацитами спектры распределения редких и редкоземельных элементов. На дискриминантных диаграммах, разделяющих граниты A-, I-, S- и M-типов, рассматриваемые граносиениты попадают в поле гранитов I- и S-типов. Положение фигуративных точек рассматриваемых кислых пород на диаграмме $CaO/(MgO+FeO)$-$Al_2O_3/(MgO+FeO)$ может свидетельствовать о формировании их родоначального расплава вследствие частичного плавления дацитов и тоналитов.

С целью изучения состава, условий образования и эволюции магм Хада-Булакской вулкано-плутонической ассоциации нами были изучены первичные расплавные включения в клинопироксене трахиандезибазальтов, плагиоклазе трахидацитов, а также в плагиоклазе и кварце риодацитов.

Расплавные включения в клинопироксене трахиандезибазальтов располагаются азонально, имеют эллипсовидную форму и размеры 20-30 мкм. Как правило, они полностью раскристаллизованы, газовая фаза в них плохо различима. Термометрические эксперименты с расплавными включениями показали, что их гомогенизация осуществлялась при 1050-1180 °С. При этом, полной гомогенизации включений достигнуто не было, в них сохранялись один или несколько газовых пузырьков.

Расплавные включения в плагиоклазе трахидацитов и риодацитов располагаются неравномерно. Они имеют эллипсоидную форму, либо форму отрицательного кристалла и размеры 20-40 мкм. Включения представлены двумя типами. К первому типу относятся полностью раскристаллизованные включения. Включения второго типа содержат стекло, газовую фазу, иногда дочерние минералы. Частичная гомогенизация расплавных включений в плагиоклазе трахидацитов и риодацитов осуществлялась при температурах 1110-1145 °С и 1180 °С соответственно. Расплавные включения в кварце риодацитов, как правило, округлые, но иногда имеют форму отрицательного кристалла, их размеры составляют 20-60 мкм. Они состоят из стекла и газовой фазы.

Микрозондовые исследования стекол гомогенизированных расплавных включений в клинопироксене трахиандезибазальтов позволили оценить состав расплава, участвующего в их формировании. Так, изученные стекла отвечают составу андезитов и содержат (мас.%): SiO_2 59-60, Al_2O_3 13-15, TiO_2 0.4-0.7, $FeO_{общ.}$ 2-3, CaO 4-5, MgO 2-4, K_2O+Na_2O 8-9, F 0.14.

По химическому составу стекла гомогенизированных расплавных включений в плагиоклазе трахидацитов можно разделить на два типа. Стекла первого типа, в целом, отвечают составу самой породы. Они характеризуются высокими глиноземистостью (A/CNK = 1.05-1.2), щелочностью (Na_2O+K_2O = 8.5-10.5 мас.%) и низкими концентрациями железа ($FeO_{общ.}$ до 5 мас. %) и кальция (CaO = 1.3-1.7 мас.%) при содержании SiO_2 62-66 мас.%. Стекла включений второго типа установлены как в плагиоклазе трахидацитов, так и в кварце и плагиоклазе риодацитов. По своему составу они отвечают риолитам и содержат (мас.%): SiO_2 71-79, Al_2O_3 11-13, TiO_2 0.07-0.19, $FeO_{общ.}$ 0.19-0.64, CaO 0.2-1.5, K_2O+Na_2O 7-9.

В процессе электронно-зондового микроанализа (РСМА) в некоторых включениях из трахидацитов и риодацитов были обнаружены фазы кварца каплевидной («оплавленной») формы. Учитывая морфологию этих фаз кварца, температуру гомогенизации и контрастный состав включений, а также наличие в составе вмещающей вулканиты толщи аркозовых песчаников (Шивахин и др., 2010), можно предположить его ксеногенную природу.

По результатам исследования расплавных включений методом рамановской спектроскопии было установлено, что они содержат газовую фазу CO_2 и аморфный углерод. Стоит отметить, что в ходе кристаллизационной дифференциации для кислого расплава не характерно накопление углекислоты. Наличие углекислоты и аморфного углерода может объяснятся процессом декарбонизации известняков вследствие ассимиляции магматического расплава вмещающей терригенно-карбонатной толщей.

Таким образом, двумя независимыми методами (геохимическим и методом изучения расплавных включений) установлено, что в эволюции расплавов позднеюрской вулкано-плутонической ассоциации Хада-Булакской депрессии ведущая роль принадлежит процессам коровой контаминации.

Исследование выполнено в рамках гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.24.44 (Соглашение № 075-15-2024-641 от 12 июля 2024 г.)

Список литературы

1. Нарыжнова А.В., Хромых С.В., Крук Н.Н., Котлер П.Д. Новые геохронологические и изотопные данные по мезозойским гранитоидам Восточного Забайкалья // ДАН. Науки о Земле. 2023. Т. 510. № 2. С. 181-188

2. Ступак Ф.М., Кудряшова Е.А., Лебедев В.А. О юрском вулканизме и вулканах Шадоронской впадины Юго-Восточного Забайкалья // Вулканология и сейсмология. 2016. № 2. С. 18-31.
3. Шивахин Е.А., Озерский А.Ф., Артамонова Н.А., Духовский А.А., Карасев В.В., Куриленко А.В., Надеждина Т.Н., Павленко Ю.В., Раитина Н.И., Шор Г.М. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1000000 (третье поколение). Лист M-50 – Борзя. Объяснительная записка. СПб.: Картографическая фабрика ВСЕГЕИ. 2010. 553 с.
4. Ярмолюк В.В., Козловский А.М., Кудряшова Е.А., Оюунчимэг Ц. Строение, возраст и условия формирования позднемезозойского Восточно-Монгольского вулканического пояса // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2024. Т. 32. № 1. С. 32-57

Минералы группы эпидота в метасоматитах проявления корунда Кий-остров (Беломорский подвижный пояс, Фенноскандинавский щит)

Акимова Е.Ю.[1], Белоножкина Д.Е.[1, 2], Салимгараева Л.И.[1]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, 79052513147@yandex.ru
[2] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия

Введение. Корундсодержащие породы Беломорского подвижного пояса (Фенноскандинавский щит) являются предметом продолжительной дискуссии в связи с проявлением в минералах этих пород аномально изотопно-легкого кислорода и водорода (Bindeman et al., 2014 и ссылки там). В пределах Беломорского подвижного пояса известно около десятка мелких проявлений корунда; на многих из них с телами корундсодержащих пород тесно пространственно ассоциируют цоизититы, эпидотовые и клиноцоизитовые метасоматиты (Акимова, Скублов, 2023 и ссылки там), иногда в них самих встречается корунд. Детального изучения этих метасоматитов не производилось, и их генезис до сих пор остается дискуссионным. Между тем, минералы группы эпидота являются ценным петрологическим и геохимическим индикатором в связи с тем, что они обычно выступают в роли концентратора редкоземельных элементов, в частности, LREE (Frei et al., 2004). Это обуславливает актуальность исследования минералов группы эпидота из проявлений в Беломорье. Для исследования выбрано проявление корунда Кий-остров, где эпидот- и цоизитсодержащие породы пользуются широким распространением и приурочены к зонам корундовой минерализации.

Геология. Кийостровский метаморфизованный расслоенный перидотит-габбро-анортозитовый массив практически целиком слагает несколько островов одноименного архипелага в южной части Онежской губы Белого моря, примерно 11 км севернее г. Онега (Воинов, Полеховский, 1971). Преимущественным развитием пользуются метагаббро и метаультрабазиты. В тектонизированных зонах исходно массивные габброиды становятся полосчатыми и интенсивно мигматизированными, а затем сминаются в разномасштабные складки с осевыми поверхностями северо-западного простирания, вдоль которых проявлены интенсивные наложенные метасоматические преобразования (Астафьев, Воинова, 2020). Метасоматические процессы сопровождаются образованием жил гранатитов, клиноцоизититов и зон с корундовой минерализацией (Куликов, Куликова, 1990; Ходоревская, Варламов, 2018; Астафьев, Воинова, 2020 и т.д.). Метасоматиты Кийостровского архипелага слагают несколько систем крутопадающих кулисообразно расположенных тел, субсогласных с простиранием пород, мощностью до 10-15 м, по простиранию прослеживающихся на сотни метров. Для исследования было отобрано 4 образца вмещающих плагиоамфиболитов и цоизитовых метасоматитов.

Петрография. Вмещающие плагиоамфиболиты характеризуются массивной текстурой, сложены амфиболом (роговой обманкой) – 60–70% и плагиоклазом (№30) – 30–40%, в некоторых образцах попадаются единичные зерна биотита, клиноцоизита. Повсеместно встречаются акцессорные апатит и циркон. Структура пород крупно-среднезернистая, неравномернозернистая, нематогранобластовая. Амфибол (роговая обманка) встречается в виде идиоморфных призматических зерен бледно-зеленого цвета, плагиоклаз – в виде

ксеноморфных изометричных, реже субидиоморфных призматических зерен. Биотит образует идиоморфные листочки коричневого цвета. Клиноцоизит образует идиоморфные вытянутые зерна с аномальными чернильно-синими цветами интерференции, встречается в виде небольших включений в плагиоклазе или в тесной пространственной ассоциации с ним. Плагиоклаз пелитизирован по плоскостям спайности и по краям зерен, местами слабо серицитизирован. Цоизитовые метасоматиты характеризуются ориентированной полосчатой текстурой, которая подчеркнута вытянутыми скоплениями цоизита. Сложены цоизитом – около 60%, амфиболом (роговой обманкой) – около 20%, плагиоклазом (№70-90) – около 10%. Попадается акцессорный циркон виде единичных мелких зерен. Структура пород крупно-среднезернистая, неравномернозернистая, нематобластовая. Амфибол (роговая обманка) встречается в виде идиоморфных призматических зерен бледно-буро-зеленого цвета. Плагиоклаз встречается в виде ксеноморфных изометричных, реже субидиоморфных призматических зерен. Цоизит образует идиоморфные вытянутые зерна с аномальными лимонно-желтыми цветами интерференции и прямым погасанием, встречается в виде многочисленных включений в роговой обманке и практически мономинеральных вытянутых скоплений, среди которых отмечаются лишь единичные зерна роговой обманки. Плагиоклаз очень интенсивно, по большей части нацело серицитизирован, роговая обманка местами умеренно хлоритизирована.

Методика. Содержание главных элементов в минералах определялось на растровом электронном микроскопе JSM-6510LA с энергодисперсионным спектрометром JED-2200 (JEOL) и комплектом стандартных образцов в ИГГД РАН (аналитик – О.Л. Галанкина). Расчет кристаллохимических формул минералов по микрозондовым анализам выполнялся при помощи программы Minal (Доливо-Добровольский, 2025). Содержание редкоземельных и редких элементов в минералах измерено в тех же участках (диаметр кратера около 20 мкм), что и оксиды главных элементов, на ионном микрозонде Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН (аналитики С.Г. Симакин, Е.В. Потапов) по стандартной методике. При построении спектров распределения редкоземельных элементов (REE) состав минералов был нормализован к составу хондрита CI (McDonough, Sun, 1995).

Минералы группы эпидота. Во вмещающих плагиоамфиболитах минералы группы эпидота представлены клиноцоизитом и эпидотом (их составы образуют непрерывный ряд, в котором Al меняется от 2.23 до 2.65 ф.к.) (по классификации Armbruster et al., 2006). В качестве примесей постоянно встречаются Ti (до 0.04 ф.к.), Fe^{2+} (до 0.64 ф.к.), Fe^{3+} (до 0.68 ф.к.), Mg (до 0.11 ф.к.), реже Mn^{2+} (до 0.07 ф.к.), Na (до 0.17 ф.к.) и Cl (до 0.07 ф.к.). Отмечаются REE-обогащенные эпидоты и клиноцоизиты с суммарным содержанием REE до 0.20 ф.к. В цоизитовых метасоматитах минералы группы эпидота представлены цоизитом (Al меняется от 2.84 до 3.07 ф.к.), который отличается практически чистым составом. Постоянно встречается малая примесь Fe^{3+} (до 0.09 ф.к.), реже отмечается примесь Cr (до 0.11 ф.к.).

REE в минералах группы эпидота. Клиноцоизит и эпидот из вмещающих плагиоамфиболитов проанализирован в 17 точках в пределах 2 зерен. Отмечается существенная вариативность спектра распределения REE: суммарное содержание REE меняется от 230 до 66408 ppm, наклон спектра – от практически пологого до существенного положительного (суммарное содержание LREE меняется от 191 до 64007 ppm, в то время как HREE от 17 до 1051 ppm). Eu-аномалия варьирует от почти отсутствующей до слабоположительной (Eu/Eu* от 0.87 до 1.89), Ce-аномалия не отмечается. В наиболее обогащенных REE клиноцоизитах присутствует выраженная отрицательная Yb-аномалия (рис. 1). Спектры распределения REE в цоизитах из цоизитовых метасоматитов оценены в 11 точках в пределах 2 зерен. Здесь тоже отмечается вариативность спектра распределения REE: суммарное содержание REE меняется от 0.19 до 66.4 ppm. Наклон спектра в основном слабый положительный: суммарное содержание LREE от 0.16 до 57.8 ppm, а HREE от 0.01 до 4.63 ppm. Отмечается выраженная положительная Eu-аномалия: Eu/Eu* от 2.64 до 24.42, Ce-аномалия не отмечается. Выраженный отрицательный наклон спектра распределения REE и

высокая вариативность спектра распределения REE являются характерными особенностями минералов группы эпидота (Frei et al., 2004). В целом в цоизите из цоизитовых метасоматитов отмечается существенно более низкое содержание REE, чем в эпидоте и клиноцоизите из вмещающих плагиоамфиболитов.

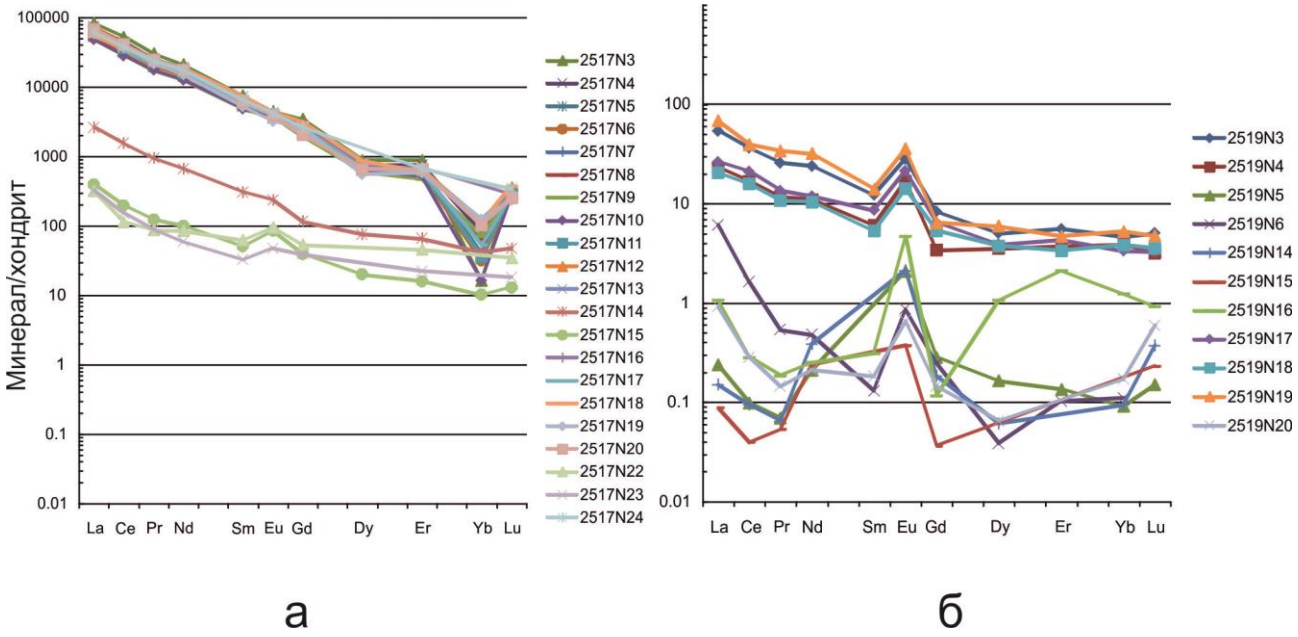


Рис. 1. Хондрит-нормированные спектры распределения REE в минералах группы эпидота: а – из вмещающих плагиоамфиболитов, б – из цоизитовых метасоматитов.

Заключение. В результате изучения цоизитовых метасоматитов и вмещающих плагиоамфиболитов на проявлении корунда Кий-остров было установлено, что в метасоматитах минералы группы эпидота представлены цоизитом, который характеризуется практически чистым составом, а во вмещающих амфиболитах – клиноцоизитом и эпидотом, которые содержат большое количество примесей. Исследование геохимии этих минералов позволило установить, что в эпидоте и клиноцоизите из вмещающих плагиоамфиболитов отмечается существенно более высокое содержание REE, чем в цоизите из цоизитовых метасоматитов. По-видимому, во вмещающих амфиболитах минералы группы эпидота выступали основными концентраторами REE, в то время как в метасоматитах происходил вынос REE, либо их перераспределение в другие минералы. Дальнейшие исследования позволят изучить этот вопрос более детально.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 26-17-00078, https://rscf.ru/project/26-17-00078/

Список литературы

1. Акимова Е.Ю., Скублов С.Г. Редкоземельные элементы в минералах клиноцоизитовых амфиболитов проявления корундсодержащих пород Хитоостров (Северная Карелия) // Записки РМО. 2023. Ч. CLII. № 3. С. 1–24.
2. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // Геотектоника. 2020. № 1. С. 23–40.
3. Воинов А.С., Полеховский Ю.С. Некоторые вопросы геологии и метаморфизма беломорид Кийостровского архипелага (юго-восточное Беломорье) // Вестник Ленинградского государственного университета. 1971. № 24. С. 48–56.
4. Доливо-Добровольский Д.В. MINAL – программа для эффективной работы с химическими анализами минералов // Записки РМО. 2025. Ч. CLIV. № 1. С. 142–150.
5. Куликов В.С., Куликова В.В. К геологии Кийостровского архипелага Белого моря. Вопросы стратиграфии и магматизма докембрия Карелии // Оперативно-информационные материалы. Петрозаводск. КарНЦ РАН. 1990. С. 3–6.
6. Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Высокотемпературный метасоматоз в Кийостровском базит-ультрабазитовом расслоенном массиве Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 2018. № 6. С. 541–558.

7. Armbruster T. H., Bonazzi P., Akasaka M. et al. Recommended nomenclature of epidote-group minerals // Eur. J. Miner. 2006. V. 18. P. 551–567.
8. Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Schmitt A.K. et al. Field and microanalytical isotopic investigation of ultradepleted in ^{18}O Paleoproterozoic “Slushball Earth” rocks from Karelia, Russia // Geosphere. 2014. V. 10. P. 308–339.
9. Frei D., Liebscher A., Franz G., Dulski P. Trace element geochemistry of epidote minerals // Rev. Miner. Geoch. 2004. V. 56. P. 553–605.
10. McDonough W.F., Sun S.-S. The composition of the Earth // Chem. Geol. 1995. V. 120. P. 223–253.

Многофазный массив Кааламо (Северное Приладожье): единство исходного расплава

Анисимов Р.Л.[1], Балтыбаев Ш.К.[1,2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, e-mail: romjulleoanis@mail.ru
[2]Санкт-Петербургский государственный университет – Институт наук о Земле

Массив Кааламо расположен на территории Фенноскандинавского щита в пределах Раахе-Ладожской шовной зоны – зоны сочленения архейского Карельского кратона и протерозойского Свекофеннского подвижного пояса. Массив имеет трехфазное строение и сложен широким спектром пород от ультраосновных до кислых, поэтому актуальным является вопрос о генетической связи между фазами внедрения – образовались ли они в результате дифференциации единого расплава, или массив является композитным, то есть образовавшимся в ходе внедрения нескольких самостоятельных интрузий.

В плане массив имеет форму неправильного овала северо-восточного простирания площадью около 80 км^2. По мнению большинства исследователей (Саранчина, 1949; Богачев и др., 1999; Ладожская…, 2020), массив имеет трехфазное строение, 1-я фаза представлена единичными перидотитами, оливиновыми клинопироксенитами и габбро, в том числе, анортитовыми. Главные магматические минералы пород 1-й фазы: оливин, клинопироксен и основной плагиоклаз (An_{90} и ниже). 2-я фаза представлена габброноритами и габбродиоритами, отличительной особенностью которых является присутствие более кислого плагиоклаза (An_{60-50}), клино- и ортопироксена, а также магматической роговой обманки. 3-я фаза сложена диоритами, кварцевыми диоритами и тоналитами. Эти породы сложены преимущественно плагиоклазом (An_{50} и ниже), а также роговой обманкой, биотитом, иногда кварцем. С породами массива тесно связаны дайковые тела пестрого состава, среди которых преобладают габброноритовые дайки (Богачев и др., 1999).

Возраст массива Кааламо, определенный U-Pb методом по циркону для диоритов 3-й фазы составляет 1888 ± 5 млн лет (Богачев и др., 1999).

Моделирование магматической кристаллизации производилось в программе MAGEMinApp (Riel et al., 2022). Для оценки исходного расплава массива был применен метод геохимической термометрии, основанный на том, что породы кумулятивного сложения, образовавшиеся на едином этапе фракционирования, сохраняют информацию о составе общего для них остаточного расплава (Френкель и др., 1987). Пересечения траекторий кристаллизации составов конкретных образцов в координатах «петрогенный оксид – температура» будут указывать на состав остаточного расплава, общего для этих пород, и на его температуру, при этом расчетная кумулусная ассоциация, равновесная с этим расплавом, будет отвечать составу реального кумулуса на этот момент.

Ранее, для оценки исходного расплава, мы использовали расчетный состав, равновесный с наиболее магнезиальным оливином, известным в породах 1-й фазы (Анисимов и др., 2025). В настоящий момент, мы воспользовались другим известным методическим приемом: был рассчитан состав остаточного расплава по пересечению траекторий равновесной кристаллизации составов наиболее примитивных пород массива 1-й фазы – перидотита (1 анализ) и оливиновых клинопироксенитов (3 анализа). Данный расплав является остаточным для этих пород, но для всего массива он наиболее приближен к исходному. Полученный состав удивительно хорошо совпал со средним составом интрузии, рассчитанным по площадям

распространения пород каждой фазы на современном эрозионном срезе (карта приведена в монографии: Ладожская…, 2020), и, что более важно, с составом габброноритовых даек, секущих породы массива (Богачев и др., 1999). Известно, что дайковые тела могут представлять собой застывшие порции магмы, наиболее приближенные к материнскому расплаву интрузии, поскольку в мелких дайках высока скорость остывания и затруднена дифференциация расплава. Предположение о том, что габброноритовые дайки по составу могут быть наиболее приближены к исходному расплаву массива Кааламо, впервые было высказано в отчете (Богачев и др., 1999).

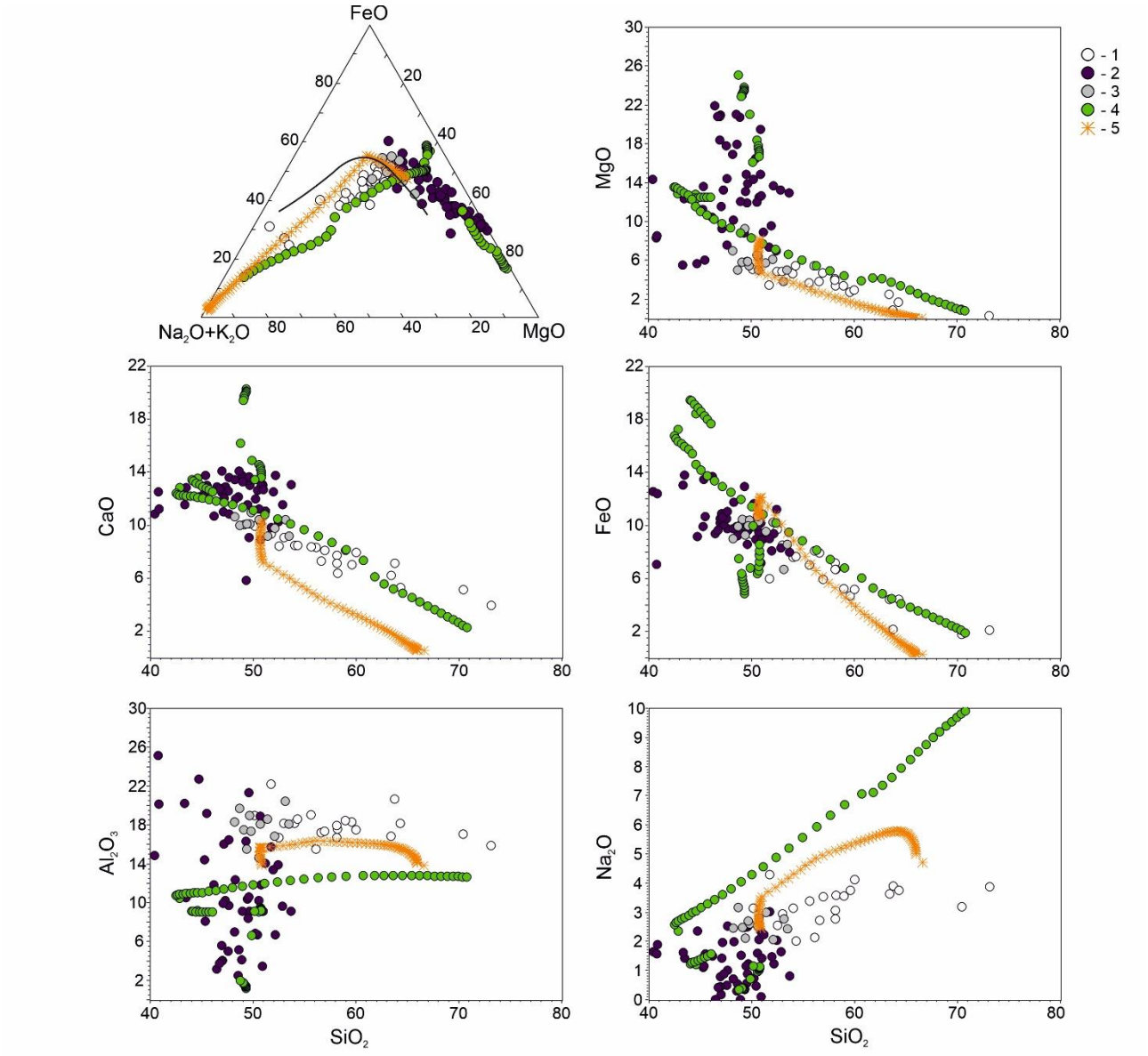


Рис. 1. Соответствие модельных и реальных трендов кристаллизации пород массива Кааламо. 1 – породы 1-й фазы, 2 – породы 2-й фазы, 3 – породы 3-й фазы, 4 – расчетные составы кумулатов при фракционной кристаллизации, 4 – расчетные составы остаточных расплавов при фракционной кристаллизации.

Для проверки соответствия полученного состава исходного расплава реальному, была произведена проверка моделей равновесной и фракционной кристаллизации. Были заданы следующие начальные параметры: кислородный буфер QFM+1, обеспечивающий появление в кристаллизационной последовательности магнетита, реально присутствующего в породах 2-й фазы (3 – 5 об.%). Давление определялось по клинопироксеновым геобарометрам (Nimis, Ulmer, 1998; Nimis, 1999), был получен широкий диапазон давлений от 3 до 6 кбар, поэтому расчеты

производились для трех фиксированных давлений 2, 4, 6 кбар. Наилучшее совпадения модального состава наблюдалось при 4 кбар, поэтому в дальнейшем будут описаны только результаты для данного значения давления. Расчетное содержание воды в расплаве подбиралось опытным путем, чтобы, с одной стороны, в породах 2-й фазы моделировался ортопироксен, а с другой стороны, на поздних стадиях кристаллизации присутствовала магматическая роговая обманка. Мы остановились на стартовом содержании воды в кумулатах 0.2 мас.%, которое приводит к накоплению воды до 1.6 мас.% в остаточном расплаве.

На рис. 1 показано соответствие расчетных трендов кумулатов и остаточного расплава в координатах основных петрогенных оксидов. Наблюдается хорошее совпадение реальных и расчетных траекторий кристаллизации, при этом воспроизводятся характерные перегибы трендов, наблюдаемые на графиках «SiO_2-MgO», «SiO_2-Al_2O_3», AFM. Наблюдаются некоторые несоответствия в поведении Al_2O_3 (в породах 2-й и 3-й фазы его содержание больше, чем расчетное) и Na_2O (его реальное содержание, наоборот, меньше).

На рис. 2 показаны минеральные ассоциации, полученные в результате моделирования в случае равновесной и фракционной кристаллизации. Они также хорошо воспроизводят реальные минеральные составы пород. Вначале кристаллизуется преимущественно клинопироксен, это аналог пород 1-й фазы без учета интеркумулусного плагиоклаза, а также оливина, который моделируется в случае равновесной кристаллизации (в реальности, вероятно, наблюдалась неидеальная фракционная кристаллизация, с элементами равновесного минералообразования) и, кроме того, при немного более низком давлении (3 кбар). Позднее моделируется ассоциация клино- и ортопироксена и плагиоклаза, соответствующая габброноритам и габбродиоритам 2-й фазы. Еще позже пироксены сменяются амфиболом и биотитом. Эта ассоциация отвечает породам 3-й фазы. Стоит отметить, что магматический амфибол появляется еще в породах 2-й фазы, однако, в случае равновесной кристаллизации, смена минеральных фаз также происходит постепенно. Расчетные составы минералов также удовлетворительно воспроизводят реальные.

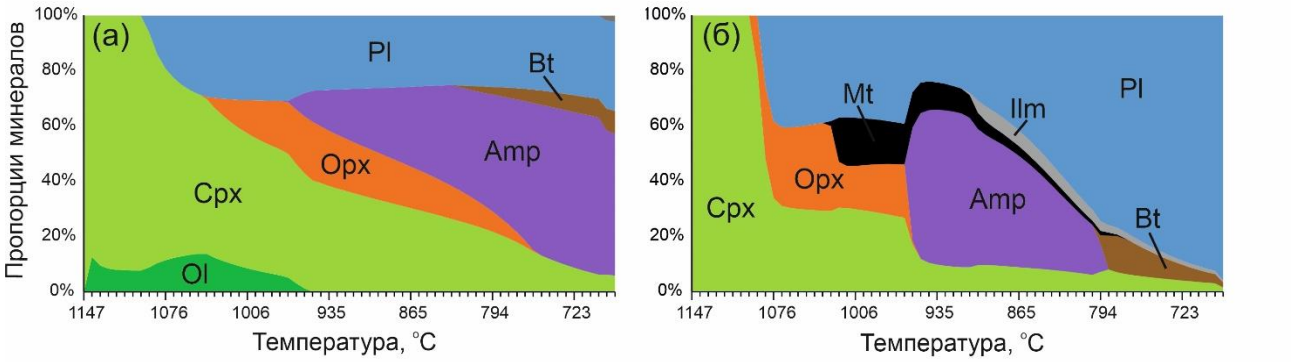


Рис. 2. Последовательность и пропорции кристаллизующихся минералов при (а) – равновесной, (б) – фракционной кристаллизации. Аббревиатуры минералов приведены по (Whitney, Evans, 2010).

Стоит отметить, что важным являются также воспроизводимость пропорций пород всех трех фаз. На современном эрозионном срезе наблюдается примерно 12 мас.% пород 1-й фазы, 50 мас.% – породы 2-й фазы, 38 мас.% – породы 3-й фазы. Если ориентироваться на расчетные минеральные ассоциации, то в результате моделирования мы наблюдаем около 21 мас.% пород 1-й фазы, 58 мас.% пород 2-й фазы и 21 мас.% пород 3-й фазы. Стоит отметить, что переход от двупироксеновой ассоциации к амфиболовой сильно зависит от содержания воды в расплаве, поэтому данная граница может несколько варьировать.

Таким образом, формирование массива Кааламо можно описать в рамках модели кристаллизации единого исходного расплава, отвечающего магнезиальному базальту с содержанием SiO_2 около 50 мас. % и MgO около 8–9 мас.%. Ближайшим аналогом Кааламо по геохимическим параметрам и тектонической (геодинамической) позиции могут служить

магматические породы активных континентальных окраин, для которых характерны непрерывные базальт-андезитовые серии пород. К примеру, для вулканов Ключевской и Безымянный, ранее была установлена непрерывная серия пород от Mg базальтов с содержанием MgO около 12 мас.% и SiO_2 около 52 мас.% до поздних дифференциатов с содержанием кремнезема около 68 мас. %. Формирование этой вулканической серии было описано полибарической кристаллизацией единого водонасыщенного расплава, без привлечения коровой контаминации (Арискин, Бармина, 2000; Almeev et al., 2013). Таким образом, происхождение широкого спектра пород массива Кааламо не является уникальным и увязывается с современными представлениями об эволюции островодужных магматических пород.

Работа выполнена в рамках темы НИР ИГГД РАН (№ FMUW-2026-0006) Минобрнауки России.

Список литературы:

1. Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Арискин А.А., Петракова М.Е., Богомолов Е.С. Реконструкция характеристик исходного расплава многофазной клинопироксенит-габбронорит-диоритовой интрузии Кааламо (Северное Приладожье, Южная Карелия) // Геохимия. 2025. Т.70. №3. С. 189–213.
2. Арискин А.А., Бармина Г.С. Моделирование фазовых равновесий при кристаллизации базальтовых магм. М.: Наука, 2000. 365 с.
3. Богачев В.А., Иваников В.В., Филиппов Н.Б. Отчет по теме: «Выделение петролого-геохимических эталонов магматических комплексов как индикаторов палеогеодинамических обстановок в Ладожской структурной зоне для геодинамического анализа при ГДП-200». СПб: фонды СЗРГЦ, 1999.
4. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения). Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2020. 435 с.
5. Саранчина Г.М. (1949) Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Известия Карело-Финской. научно-исследовательской базы АН СССР. 1949. №2. С. 57-80.
6. Френкель М.Я., Арискин А.А., Бармина Г.С., Корина М.И., Коптев-Дворников Е.В. Геохимическая термометрия магматических пород – принципы метода и примеры применения // Геохимия. 1987. №11. С. 1546-1562.
7. Almeev R.R., Ariskin A.A., Kimura J.I., Barmina G.S. The role of polybaric crystallization in genesis of andesitic magmas: phase equilibria simulations of the Bezymianny volcanic subseries // J. Volcanol. Geoth. Res. 2013. V. 263. P. 182–192.
8. Nimis P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 2. Structural geobarometers for basic to acid, tholeiitic and mildly alkaline magmatic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1999. V. 135. №1. P. 62-74.
9. Nimis P., Ulmer P. Clinopyroxene geobarometry of magmatic rocks. Part 1: An expanded structural geobarometer for anhydrous and hydrous, basic and ultrabasic systems // Contrib. Mineral. Petrol. 1998. V. 133. №1-2. P. 122-135.
10. Riel N., Kaus B.J.P., Green E.C.R., Berlie N. MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // Geochem. Geophys. Geosyst. 2022. V. 23. №7.
11. Whitney D.L., Evans B.W. Abbreviations for names of rock-forming minerals // Amer. Mineral. 2010. V. 95. P. 185-187.

Гранатиты Кийостровского массива метабазитов

Белоножкина Д.Е.[1,2], Скублов С.Г.[2,1]

[1] Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, кафедра минералогии, кристаллографии и петрографии, Санкт-Петербург, dbelaya1812@mail.ru
[2] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

Введение. В Беломорском подвижном поясе широко распространены палеопротерозойские базит-ультрабазитовые интрузии. К ряду из них приурочены проявления корунда. Одним из таких объектов является расслоенный и метаморфизованный перидотит-габбро-анортозитовый массив на о-ве Кий в южной части Онежской губы Белого моря (Ходоревская, Варламов, 2018). Отличительная особенность этого массива – наличие мощных зон гранатизации, вплоть до появления жил гранатитов (Астафьев, Воинова, 2020), а также зоны цоизитизации. Гранат выступает индикаторным минералом для высокоградных метаморфических пород, позволяющим реконструировать эволюцию процессов метаморфизма, и также являющийся минералом-геохронометром (Rubatto et al., 2020).

Гранатиты (породы с содержанием граната не менее 50 %) довольно часто встречаются в метаморфических комплексах. Природа происхождения гранатитов до сих пор остается дискуссионной. Распространенная точка зрения – появление гранатитов при метаморфизме первично дифференцированных магматических пород. Существуют также предположения о возникновении гранатита в результате метаморфической дифференциации при активной инфильтрации флюида и метасоматозе с образованием метасоматической колонки (Салимгараева, Березин, 2023).

Тела гранатитов на Фаресовом о-ве (рис. 1, б) представлены многочисленными извилистыми («z-образными») жилами и линзами северо-западного простирания. Видимая мощность самой протяженной жилы (64°00’22” с.ш., 37°51’33” в.д.) варьирует от 10 см до 1 м, наблюдаются многочисленные «пережимы», ее длина составляет примерно 50 м. Размер линз гранатитов в поперечнике может достигать 60 см. Также тонкая жила гранатового метасоматита, участками переходящая в цоизитовый метасоматит, наблюдалась на западном побережье о. Кий (63°59’50” с.ш., 37°53’16” в.д.) (рис. 1, а). Ее мощность варьирует от 2 до 15 см, границы извилистые, но четкие, а видимая протяженность составляет около 15 м. Интересно, что состав жилы меняется от практически мономинерального гранатового в северной оконечности до мономинерального цоизитового в южной, соединяются они через тонкую (до 2 см) зону смешанного состава. Вмещающими породами выступают плагиоамфиболиты (Фаресов о-в) и метаанортозиты (о-в Кий, «южный пляж»).

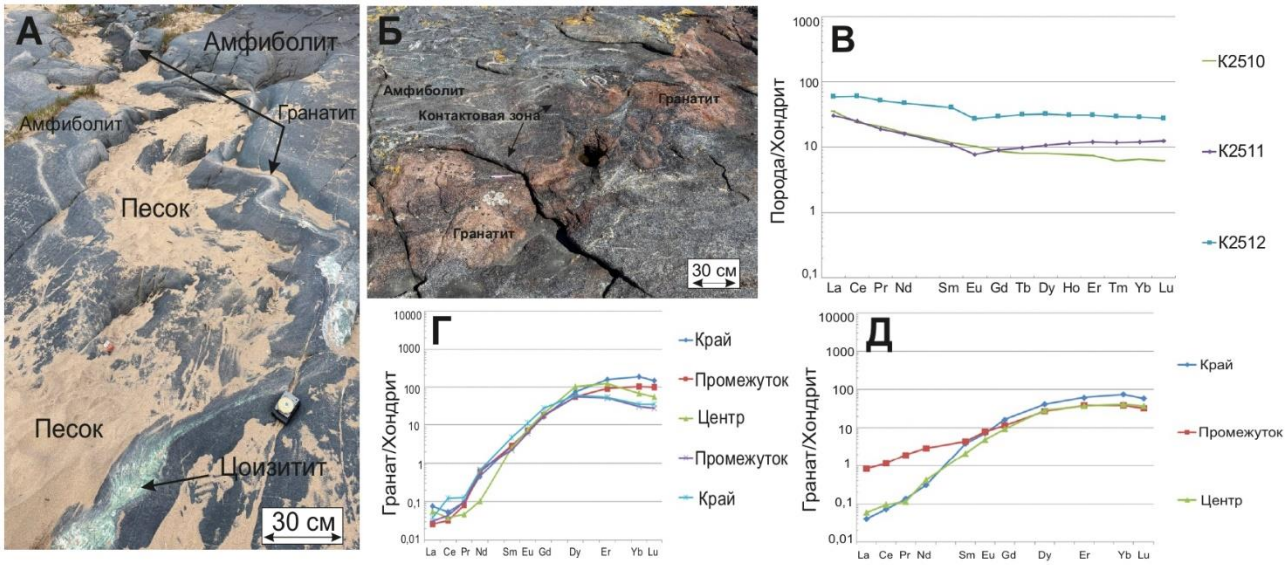


Рис. 1**.** Фотографии жил гранатитов (а – на западном побережье о-ва Кий; б – на о-ве Фаресов) и спектры распределения REE (в – в породах; г – в гранате из обр. 2511; д – в гранате из обр. 2512).

Для более детального изучения гранатитов и их взаимоотношения с вмещающими породами была выбрана серия проб с о-ва Фаресов: обр. 2510 – вмещающий плагиоамфиболит, обр. 2511 – вмещающая порода у контакта с жилой гранатита, обр. 2512 – жила гранатита.

Минеральный состав жилы (обр. 2512) представлен гипидиоморфным мелкозернистым (около 1-2 мм) гранатом (±60%) и ксеноморфным кварцем в интерстициях (±40%), среди акцессорных минералов (содержание ≤ 1%) установлены титанит, апатит и циркон. В зоне контакта с вмещающими породами (обр. 2511) наблюдается укрупнение размеров граната размером до 5 мм (±15%) и находится он в более меланократовой матрице, состоящей из средне-крупнозернистого амфибола (±65%), плагиоклаза (±15%) и кварца (±5%), среди акцессориев наблюдаются циркон и апатит (≤ 1%). Состав вмещающей породы (обр. 2510): амфибол (±60%), плагиоклаз (±30%), кварц (±10%).

По данным силикатного анализа (XRF метод) гранатит (обр. 2512) заметно отличается от вмещающих пород повышенным содержанием кремнезема (62.70 мас.% относительно 51.88

мас.% для обр. 2510 и 48.24 мас.% для обр. 2511). Кроме того, в гранатите возрастает содержание TiO_2 – 1.56 мас.% относительно 0.57 и 0.99 мас.%, соответственно; и P_2O_5 – 0.64 мас.% в сравнении с 0.07 и 0.10 мас.%, соответственно. Содержание FeO в гранатите также увеличивается – до 14.57 мас.% по сравнению с 9.57 мас.% во вмещающем плагиоамфиболите (обр. 2510). Отметим, что в контактовой зоне (обр. 2511) содержание FeO такое же повышенное – 15.23 мас.%, как и в жиле гранатита.

Гранатит, по сравнению с вмещающими породами, содержит меньшее количество глинозема – 9.00 мас.% относительно 15.58 и 13.44 мас.% для обр. 2510 и 2511, соответственно. Кроме того, установлено резкое понижение содержания MgO – 2.02 мас.% в сравнении с 7.28 и 10.22 мас.%; и щелочных элементов – содержание Na_2O падает до 1.21 мас.% от 3.21 и 2.89 мас.%, K_2O – до 0.10 мас.% относительно 0.53 и 0.74 мас.%, соответственно. Изменение содержания CaO менее заметно – в гранатите оно составляет 8.11 мас.%, во вмещающих породах – 11.27 и 10.22 мас.%, соответственно. Содержание MnO в трех сравниваемых породах остается примерно на неизменном уровне, в диапазоне 0.04-0.08 мас.%.

По результатам анализа содержания редких элементов (ICP-MS метод) также устанавливаются значимые отличия состава гранатита от вмещающих амфиболитов. В гранатите возрастает содержание Zr – 133 ppm относительно 50.4 и 72.6 ppm, соответственно; Nb – 16.0 ppm в сравнении с 2.06 и 2.44 ppm; Y – 47.4 ppm в сопоставлении с 11.3 и 17.4 ppm. Содержание других высокозарядных элементов (HFSE – Hf, Ta, Th и U) также повышается в гранатите, но менее масштабно.

Редкоземельные элементы всего спектра накапливаются в гранатите, по сравнению с вмещающими породами (суммарное содержание REE для обр. 2512 составляет 112 ppm, для вмещающих пород – 41.7 и 43.5 ppm). Распределение REE в породах слабо дифференцированное с преобладанием LREE над HREE (рис. 1, в). В обр. 2511 и 2512 в равной степени слабо проявлена отрицательная Eu-аномалия ($Eu/Eu^* = 0.79$).

Содержание крупноионных литофильных элементов (LILE), напротив, понижается в гранатите относительно вмещающих амфиболитов. Так, содержание Sr падает до 8.98 ppm в сравнении с 188 и 84.5 ppm; Ba ведет себя аналогично. Отметим, что уменьшение содержания Sr в контактовой зоне коррелируется с ее более меланократовым составом и меньшим количеством плагиоклаза. Содержание Rb падает в гранатите ниже порога обнаружения (<2 ppm), по сравнению с 6.28 и 8.02 ppm.

Поведение переходных металлов менее закономерное, но можно говорить о тенденции понижения их содержания в гранатите. Содержание V в гранатите заметно меньше, чем во вмещающих породах (70.3 ppm относительно 194 и 271 ppm); содержание Ni также падает (18.0 ppm в сравнении с 99.4 и 112 ppm), как и Zn (31.3 ppm относительно 72.4 и 166 ppm). Содержание Mo и Sn несущественно возрастает, Cr, Co и Pb – плавно понижаются с промежуточным значением содержания в контактовой зоне.

Было проведено сопоставление состава гранатов из гранатита и вмещающего гранатового амфиболита контактовой зоны, где размер зерен граната увеличивается.

Изученное зерно граната из обр. 2512 имеет округлую форму, достигает в поперечнике 2 мм. Среднее содержание миналов (отн.%): Alm – 53, Pyr – 12, Gr – 34, Sp – 1. К краю зерна наблюдается повышение содержания Sp и понижение – Pyr (в пределах 2-2.5 отн.%), для Alm и Gr распределение незакономерное.

Содержание редких и редкоземельных элементов было проанализировано в обр. 2512 в трех точках – центральной, промежуточной и краевой зоне зерна. Спектры REE демонстрируют закономерный характер с ростом от легких к тяжелым REE с постепенным выполаживанием в области тяжелых REE и отсутствием Eu-аномалии (рис. 1, д). Промежуточная часть граната отличается более высоким содержанием легких REE (0.6 ppm), в отличие от центральной (0.07

ppm) и краевой (0.05 ppm). В краевой зоне наблюдается повышенное содержание тяжелых REE (36.5 ppm) по сравнению с внутренними зонами (около 22 ppm). Такая зональность коррелируется с распределением Mn (по данным SIMS – 7141 ppm в краевой части относительно 6595 и 6320 ppm в промежуточной и центральной части, соответственно) и Y (82.0 ppm в сравнении с 56.1 и 52.5 ppm). Также в крае зерна установлено минимальное содержание Ti (321 ppm в сравнении с 1458 и 820 ppm), что, возможно, маркирует начало кристаллизации титанита. Содержание V максимальное в краевой зоне (94.0 – 66.0 – 53.9 ppm от края к центру). В гранате из жилы гранатитов заметно присутствие легких элементов. Li содержится на уровне 3 ppm, его содержание незначительно понижается к краю зерна. Более контрастным является поведение B – в центре зерна содержание составляет 11.5 ppm, к краю оно падает до 3.56 ppm, что вероятно, отражает эволюцию метасоматического флюида.

Исследованное зерно граната из обр. 2511 также имеет округлую форму и в диаметре составляет около 4 мм. Средние содержания миналов в обр. 2511 (отн.%): Alm – 50, Pyr – 11, Gr – 36, Sp – 3, что очень близко к аналогичным данным для граната из гранатита (обр. 2512). От центра к краю зерна идет отчетливое увеличение Alm и Pyr миналов, и понижение Gr и Sp.

Содержание редких и редкоземельных элементов было измерено в пяти точках, расположенных по диаметру зерна. В общих чертах распределение REE имеет схожий характер с гранатом из гранатита, однако распределение HREE демонстрирует постепенное их понижение от одного края к другому (от 561 до 43 ppm) (рис. 1, г). Редкие элементы имеют неравномерный характер распределения и не имеют прямой корреляции с редкоземельными элементами: от центра к краю идет неравномерное уменьшение концентрации Ti (от 938.1 до 224 в одном и 780.7 ppm в другом краю), Mn (от 17221 до 13461 и 10116 ppm) и Y (от 189.2 до 141.1 и 85.29 ppm).

Было проведено сопоставление состава амфиболов из вмещающего плагиоамфиболита (обр. 2510) и гранатового амфиболита контактовой зоны (обр. 2511). Содержание главных элементов в амфиболах из обоих образцов находится практически на одном уровне, но стоит отметить тенденцию к увеличению содержания FeO от 13.8 мас.% в амфиболе из вмещающего плагиоамфиболита до 16.4 мас.% в амфиболе из контактовой зоны.

Содержание редких элементов было измерено в двух точках в каждом образце. По результатам анализа были выявлены определенные тенденции к увеличению содержания Li от 11.3 ppm в обр. 2510 до 16.5 ppm в обр. 2511; B – 1.3 и 8.5 ppm, соответственно; содержание Ba возрастает от 105 ppm (обр. 2510) до 137 ppm (обр. 2511). При этом содержание Mn уменьшается: обр. 2510 – 2339 ppm, обр. 2511 – 1239 ppm. Для других элементов (Ti, V, Cr, Rb, Sr, Y, Zr, Nb) наблюдается равномерный характер распределения.

Заключение. Детально изученный на породном и минеральном уровне гранатит, присутствующий в составе Кийостровского массива метабазитов демонстрирует мобильность ряда элементов в процессе образования метасоматической жилы. По сравнению с вмещающими амфиболитами гранатит заметно отличается повышенным содержанием кремнезема, TiO_2 и P_2O_5. Содержание FeO в гранатите также увеличивается, но в контактовой зоне его содержание такое же повышенное, как и в жиле гранатита. Гранатит, по сравнению с вмещающими породами, содержит меньшее количество глинозема, и щелочных элементов – Na_2O и K_2O. По результатам анализа содержания редких элементов также устанавливаются значимые отличия состава гранатита от вмещающих амфиболитов. В гранатите возрастает содержание HFSE: Zr, Nb и Y. Содержание других высокозарядных элементов (Hf, Ta, Th и U) также повышается, но менее масштабно. Редкоземельные элементы всего спектра накапливаются в гранатите. Распределение REE в породах слабо дифференцированное с преобладанием LREE над HREE. Содержание LILE – Sr, Ba, Rb, напротив, понижается в гранатите. Поведение переходных металлов менее закономерное, но также можно говорить о тенденции понижения содержания в гранатите V, Ni и Zn.

Привнос метасоматическим флюидом высокозарядных элементов коррелируется с особенностями минерального состава гранатита – «избыток» Ti приводит к образованию минерала-концентратора этого элемента – титанита, Zr и Hf – к кристаллизации циркона, P – к образованию апатита. Главным минералом-концентратором тяжелых REE и Y выступает гранат – породообразующий минерал для гранатита. Во вмещающей породе гранат практически отсутствует, но превалирует амфибол; в контактовой зоне гранат появляется в виде крупных редких зерен в матрице из средне-крупнозернистого амфибола; в метасоматической жиле гранат слагает равномернозернистый агрегат, в которой амфибол отсутствует.

Было проведено сопоставление состава гранатов из гранатита и вмещающего гранатового амфиболита контактовой зоны, где размер зерен граната увеличивается. Среднее содержание миналов для граната из обр. 2512 очень близко к аналогичным данным для граната из обр. 2511. Спектры REE демонстрируют закономерный характер с ростом от легких к тяжелым REE с постепенным выполаживанием в области тяжелых REE и отсутствием Eu-аномалии. В краевой зоне наблюдается повышенное содержание тяжелых REE по сравнению с внутренними зонами. Такая зональность коррелируется с распределением Mn и Y. Также в крае зерна установлено минимальное содержание Ti, что, возможно, маркирует начало кристаллизации титанита. В гранате из жилы гранатитов заметно присутствие легких элементов, таких как Li и B. В общих чертах распределение REE в гранате из обр. 2511 имеет схожий характер с гранатом из обр. 2512, однако распределение HREE демонстрирует постепенное их понижение от одного края к другому. Было проведено сопоставление состава амфиболов из вмещающего плагиоамфиболита (обр. 2510) и гранатового амфиболита контактовой зоны (обр. 2511). Содержание главных элементов в амфиболах из обоих образцов находится практически на одном уровне, но стоит отметить тенденцию к увеличению содержания FeO в обр. 2511 по сравнению с обр. 2510. Также были выявлены определенные тенденции к увеличению содержания Li, B и Ba. При этом содержание Mn в обр. 2511 уменьшается по отношению к обр. 2510.

Таким образом, укрупнение размеров зерен в контактовой зоне и изменение минерального (с тенденцией к биминеральному составу гранатита) и химического состава пород отражает воздействие метасоматического флюида на регрессивной ветви регионального метаморфизма, в результате которого образовалась жила гранатита.

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда № 26-17-00078.

. Список литературы

1. Астафьев Б.Ю., Воинова О.А. Климовский метасоматический комплекс Беломорского подвижного пояса: состав, возраст, геологическая позиция // Геотектоника. 2020. № 1. С. 23–40.
2. Салимгараева Л.И., Березин А.В. Гранатиты из эклогитового комплекса Марун-Кеу (Полярный Урал): геохимия и проблемы образования // Записки Горного института. 2023. Т. 262. С. 509-525.
3. Ходоревская Л.И., Варламов Д.А. Высокотемпературный метасоматоз в Кийостровском базит-ультрабазитовом расслоенном массиве Беломорского подвижного пояса // Геохимия. 2018. № 6. С. 541–548.
4. Rubatto D., Burger M., Lanari P. et al. Identification of growth mechanisms in metamorphic garnet by high-resolution trace element mapping with LA-ICP-TOFMS // Contrib. Mineral. Petrol. 2020. V. 175. 61.

Оценка физико-химических условий формирования амфиболов из горнблендитов Кааламского массива, Республика Карелия

Бежик Р.С.[1, 2], Конышев А.А.[1]

[1] Институт геологии Карельского научного центра РАН, icelopa@gmail.com
[2] ФГБУ «ВНИИОкеангеология», г. Санкт-Петербург, rada.be@yandex.ru

Введение. Амфибол является одним из наиболее распространенных мафических минералов в литосфере, основным компонентом некоторых видов горных пород (например, амфиболита и горблендита). Горнблендиты Кааламского дифференцированного массива

сложены минералами группы амфиболов до 90%. Ранее считалось, что роговая обманка является продуктом метаморфизма по клинопироксенам (Саранчина, 1949). Целью данной работы является уточнение генезиса минералов группы амфиболов в горнблендитах в свете актуализации строения Кааламского массива. В данной работе решались следующие задачи: выявление текстурно-структурных особенностей породы, определение химического состава минералов группы амфиболов и минеральных ассоциаций, расчет физико-химических условий устойчивости амфиболов. На рис. 1 указано место отбора образца.

Кааламский дифференцированный клинопироксенит-габбронорит-диоритовый массив расположен в 30 км к северо-западу от г. Сортавала в Северном Приладожье, Республика Карелия и занимает площадь в современном эрозионном срезе около 80 км^2. Впервые Кааламский массив был закартирован финскими геологами Метцгером (1925) и Хакманом (1927, 1933), а начиная с 40-х годов интенсивно, изучается советскими геологами. Кааламо является самым крупным интрузивным массивом в Северном Приладожье с благородно-металльной минерализацией и этим привлекает геологов (Лавров и др, 2016). Возраст массива датировался по цирконам кварцевых диоритов U/Pb методом и соответствует 1888± 5 млн лет. (Богачев и др, 1999)

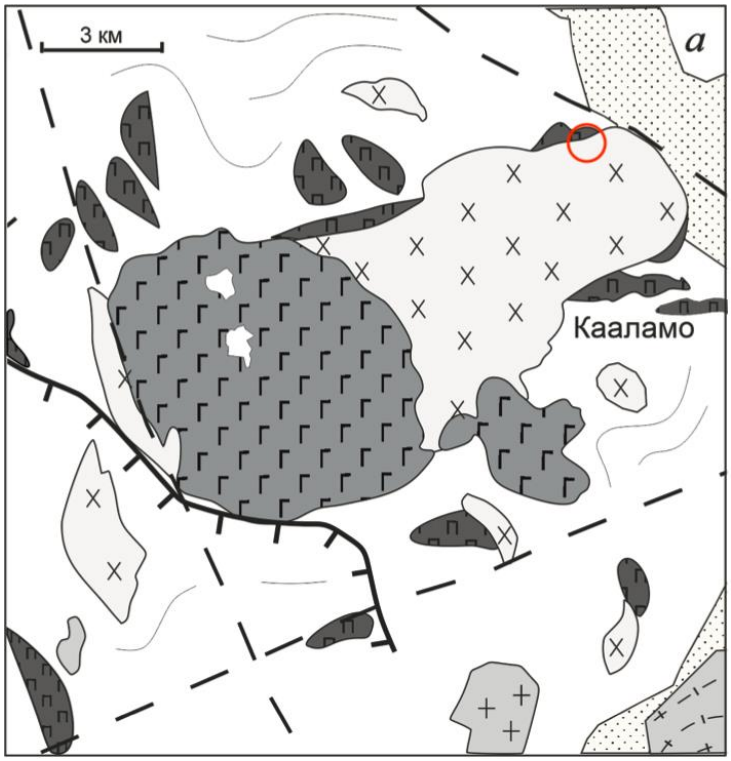
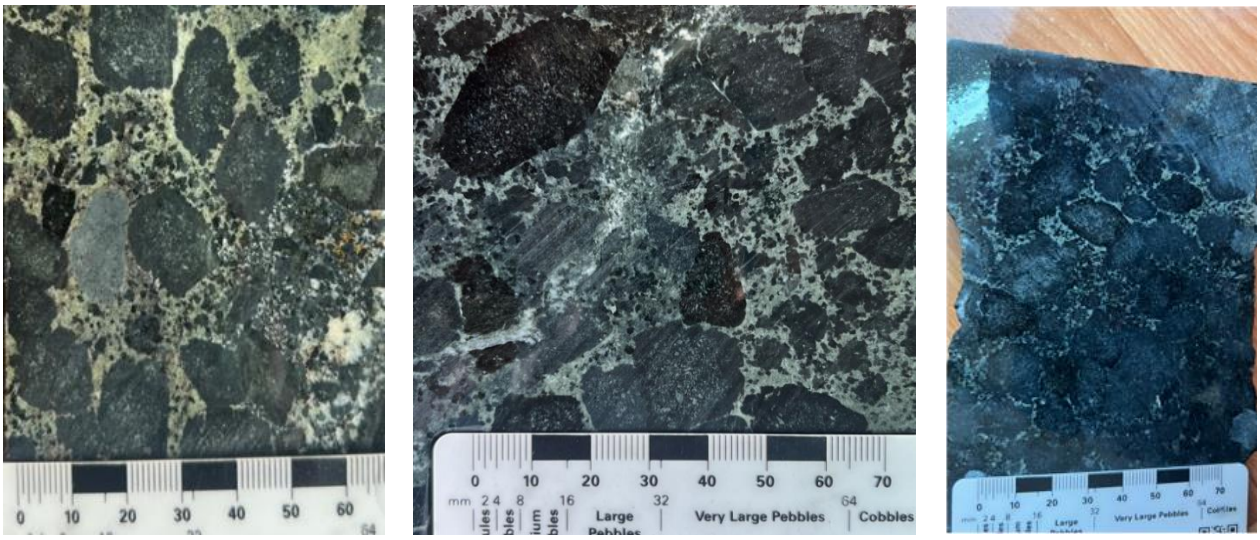


Рис. 1. Схема геологического строения Кааламского массива (Лавров, Кулешевич, 2016; Балтыбаев и др.,2017) с дополнениями (Анисимов, 2023)

Методы. Для получения химического состава минералов и минерального состава горнблендита был применен метод электронной микроскопии. Диагностика минералов и их минеральных фаз были выполнены с помощью сканирующего электронного микроскопа: KY-KY EM 6900 STD в центре коллективного пользования в Геологическом институте КарНЦ РАН и в РЦ «Геомодель» СПбГУ при помощи «Hitachi S-3400N» оснащенным энергодисперсионным спектрометром «Oxford Instruments X-Max 20» с Si полупроводниковым детектором. Обработка результатов была выполнена с помощью программного обеспечения: “AZtek 2.2 SP1 ”, Hitachi S-3400N Scanning Electron Microscope», версия 7.3.

Результаты. Порода имеет полосчатую текстуру и порфировидную структуру, по размерам зерен порода неравномернозернистая, по форме зерен – гипидиоморфнозернистая. Размер вкрапленников варьируется от 1-2 см до 4 см. Крупные фенокристаллы амфиболов в объеме породы распределены неравномерно от 50% до 90% (рис. 2).

Минеральный состав горнблендита: Amp – 80-90%, Cpx – 6-10%, Pl (An_{30-70}) и Fsp не более 5%. Зерна минералов группы амфиболов и клинопироксенов имеют идиоморфную и субидиоморфную форму, а зерна полевых шпатов занимают интерстиционное пространство в породе и являются ксеноморфными. Акцессорная минерализация представлена: титанитом, рутилом, титаномагнетитом, магнетитом, хромшпинелью, апатитом, халькопиритом и цирконом.



а *б* *в*

Рис. 2. Содержания вкрапленников в породе (*а* – 40-50%, *б* – 60-75%, *в* – 80-90%)

Вкрапленники амфибола имеют размер от 0.5 см до 3 см в длину, от 0.3 до 4 см в ширину (рис.1) и имеют зональное строение (центральная и внешняя части) (рис.3). Авторами был исследован химический состав фенокриста амфибола по профилю (рис.3). К центру зерен амфибола возрастает содержание Al_2O_3 от 2.0 до 14.4 (масс%), FeO_total от 5.04 до 11 (масс%) и TiO_2 от 0.16 до 1.14 (масс%), а содержание SiO_2 от 56.02 до 41.84 (масс%) и MgO от 20.7 до 13.3 (масс%) уменьшается к центру.

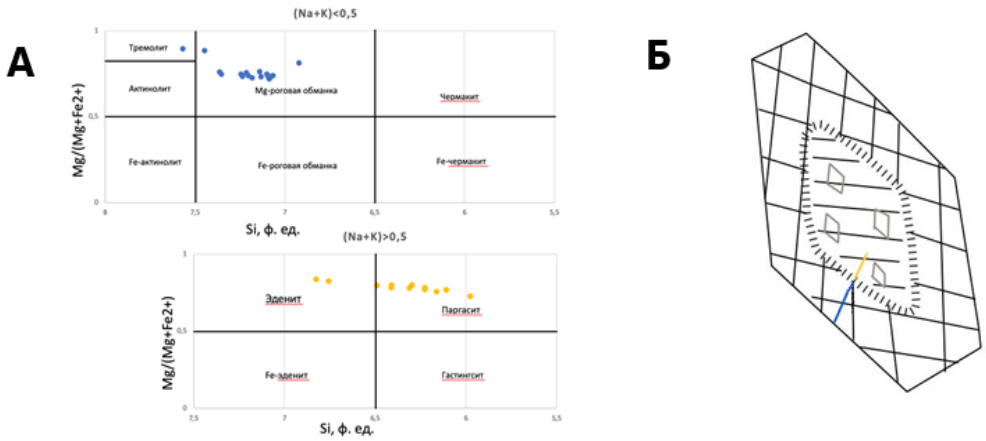


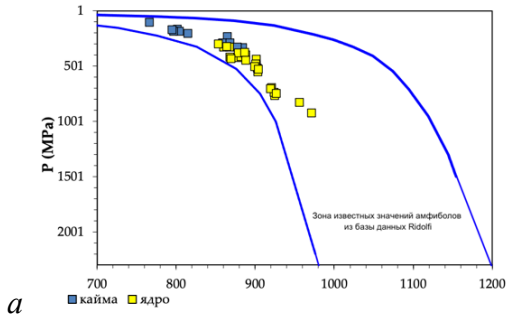
Рис. 3. А – Классификационные диаграммы для амфиболов по [Leake et al., 1997] (желтые точки центральная часть зерна, синие- краевая), Б – Схематичное представление вкрапленника (линиями указан профиль, по которому был проанализирован химический состав, желтая линия соответствует желтым точкам на диаграмме, а синяя- синим)

Центральная часть вкрапленника является ойкокристаллом и содержит хадакристаллы (включения) клинопироксена с содержанием Al_2O_3 до 3 (масс%), FeO_total от 4 до 6 (масс%), при этом в основной массе породы в клинопироксенах Al_2O_3 достигает значений в 1.6 (масс%), FeO_total от 5.39 до 6.39 (масс%). В полевом шпате отсутствует зональность, кристаллы ксеноморфны, некоторые зерна насыщены BaO от 0.26 до 6.5 (масс%). Единичные зерна апатита

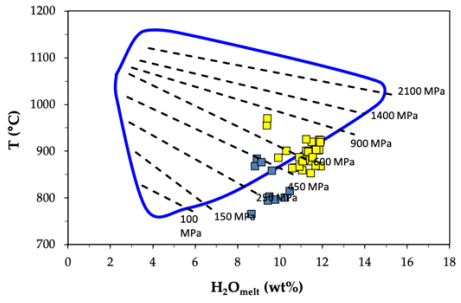
присутствуют в виде включений субидиоморфной формы в магнезиальной роговой обманке и клинопироксене. Хромшпинель находится в виде включений в амфиболе и в клинопироксене.

Амфиболы представлены вариациями (Рис.3А) двух разновидностей: паргаситом в центре $(Na_{0.59}K_{0.17})_{0.76}(Ca_{2.0})_2(Mg_{3.23}\ Fe^{2+}_{0.09}\ Al_{0.64}Fe^{3+}_{0.28}Ti_{0.11})_{5.15}(Al_{0.7}Si_{6.3})_8\ O_{22}(OH)_2$ и магнезиальной роговой обманкой в краевой части зерна $(Na_{0.26}K_{0.08})_{0.34}(Ca_{2.0})_2(Mg_{0.03}Mn_{0.03}Fe^{2+}_{1.09}Al_{0.86}Fe^{3+}_{0.27}Ti_{0.06}Cr_{0.06})_{4.39}(Al_{0.69}Si_{7.31})_8O_{22}(OH)_2$.

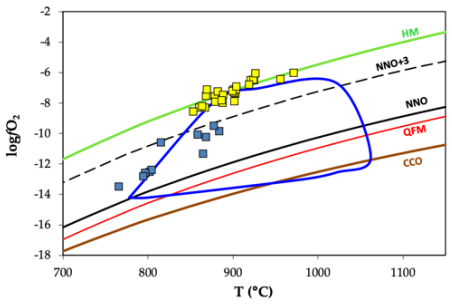
На классификационной диаграмме (Ridolfi, 2021) составы амфиболов попадают в области тремолит-актинолит (вторичные) и в область высокотемпературных роговых обманок (рис.4, А). Синей линией на диаграммах (рис. 4) обозначены области с достоверным определением физико-химических параметров в рамках имевшихся у составов экспериментально полученного амфибола.



а



б



в

Рис. 4. Диаграммы Ridolfi, 2021 (*а* – T-P, *б* – T-H_2O, *в* – фугитивность кислорода)

С помощью программы Amp-TB2 (Ridolfi, 2021) были рассчитаны предположительные P-T условия кристаллизации амфиболов, предположительное количество воды в исходном расплаве и фугитивность кислорода. В расчеты были взяты спектры, прошедшие внутреннюю верификацию программы

Центральная часть вкрапленника состоит из сростков зерен паргасита (~900 С°), а кайма является магнезиальной роговой обманкой (~700 С°) (рис. 3). Результаты расчетов позволяют предположить, что центральные части вкрапленников являются более высокотемпературными, чем кайма. Предположительное давление было оценено как 300-800 MPa.

Для проанализированных амфиболов нами было рассчитано предположительное содержание воды в исходном расплаве которое вероятно составляло не более 12. масс% для начала кристаллизации (рис. 4, Б) и фугитивность кислорода в расплаве в диапазоне буферов NNO- HM (рис. 4, В).

Выводы. Порода имеет полосчатую текстуру, а кристаллы амфибола имеют идиоморфную и субидиоморфную форму, что указывает на раннюю кристаллизацию из расплава с образованием кумулатов. Вкрапленники амфибола в изучаемой породе имеют магматический генезис, что подтверждается рассчитанной температурой не менее 765-970 градусов. Эти температуры выше оценок регионального метаморфизма до 650 градусов по Балтыбаев, 2000. Можно предположить, что для формирования состава изучаемых амфиболов необходимо, чтобы количество воды в расплаве существовало 12% вода, а фугитивность кислорода в расплаве должна находиться в диапазоне буферов NNO до HM.

Благодарности. Работа выполнена в рамках госзадания Института Геологии Карельского НЦ РАН, FMEN-2023-0005. Выражаю благодарность сотрудникам аналитического отдела ИГ КарНЦ РАН и сотрудникам ресурсного центра «Геомодель» СПбГУ.

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 // Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, 2000 г., 51 стр.
2. Богачев В.А., Иваников В.В., Козырева И.В., Конопелько Д.Л., Левченков О.А., Шульдинер В.И. U-Pb цирконовое датирование синорогенных габбро-диоритовых и гранитоидных интрузий Северного Приладожья // Вестник СПбГУ. – 1999. – № 3. – С. 23–31.
3. Лавров О.Б., Кулешевич Л.В. Перспективы поисков платиноидов в массивах Кааламского дифференцированного комплекса (Северное Приладожье, Карелия) // Отечественная геология. – 2016. – № 3. – С. 46–57.
4. Саранчина Г.М. Петрология Кааламской интрузии (юго-западная Карелия) // Известия Карело-Финской научно-исследовательской базы АН СССР. – 1949. – № 2. – С. 57–80.
5. Leake B.E., Woolley A.R., Arps C.E.S., Birch W.D., Gilbert M.C., Grice J.D., Hawthorne F.C., Kato A., Kisch H.J., Krivovichev V.G., Linthout K., Laird J., Mandarino J.A., Maresch W.V., Nickel E.H., Rock N.M.S., Schumacher J.C., Smith D.C., Stephenson N.C.N., Ungaretti L., Whittaker E.J.W., Guo Y. Nomenclature of amphiboles: Report of the subcommittee on amphiboles of the International Mineralogical Association, Commission on New Minerals and Mineral Names // Canadian Mineralogist. – 1997. – Vol. 35. – P. 219–246.
6. Ridolfi F. Amp-TB2: An Updated Model for Calcic Amphibole Thermobarometry // Minerals. – 2021. – Vol. 11. – No. 3. – P. 324. – DOI: 10.3390/min11030324.

Минералого-геохимическая характеристика сульфидизированных метасланцев Шульбинского рудопроявления (Западно-Калбинский золоторудный пояс)

Бокарев К.А.

Национальный исследовательский Томский университет, г. Томск, konstantin_bokarev_anatolevich@mail.ru

Аннотация. В пяти образцах сульфидизированных метасланцев Шульбинского рудного района (Западно-Калбинский пояс) методами ICP-AES, ICP-MS и рентгеноспектрального микроанализа установлены пирит с примесями Co и Ni, пирротин, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит, миллерит, халькопирит, сфалерит с Cd и Fe, галенит с Se и Bi, ксенотим, монацит с Th, рутил, циркон, фторапатит, молибденсодержащая фаза, церусит. В образце 5/3 зафиксирована ассоциация арсенопирита, кобальтина и герсдорфита (изоморфный ряд FeAsS–CoAsS–NiAsS), указывающее на T > 500°C. По данным ICP-MS: Au до 0,09 г/т, Ag до 0,57, Co до 37,8, Ni до 57,8, Cu до 148,6, Se до 4,54, Te до 0,42, Bi до 0,46, ΣREE до 140 г/т. Петрохимические модули (ГМ = 0,194–0,405; ФМ = 0,059–0,224; НКМ = 0,996–2,456) подтверждают гидротермально-метасоматическую природу оруденения. Выявлена вертикальная зональность: нижняя зона (5/3) – Co-Ni-As (пирротин, арсенопирит, кобальтин, герсдорфит); верхняя (5/1,5/2) – Au-Ag-Se-Zn (миллерит, Bi-Se-галенит, Cd-сфалерит); периферия (5/4,5/5) – Mn-REE карбонаты. Предполагается, что данная ассоциация представляет собой новый для Западно-Калбинского пояса тип оруденения, требующий дальнейшего изучения.

Ключевые слова: Западно-Калбинский золоторудный пояс, сульфидизированные метасланцы, сульфидная минерализация, геохимическая зональность.

Введение. Западно-Калбинский золоторудный пояс является одной из крупнейших золотоносных провинций Центральной Азии, включающей месторождения Бакырчик, Большевик и Суздальское. Шульбинский рудный район расположен в северо-восточной части пояса и сложен углеродисто-терригенными отложениями верхнего девона – нижнего карбона, которые претерпели региональный метаморфизм зеленосланцевой фации и последующие гидротермально-метасоматические изменения. Магматизм района связан с Калба-Нарымским батолитом (кунушский, калбинский, монастырский комплексы). Рудная минерализация

приурочена к зонам дробления и березитизации, контролируемым разрывными нарушениями северо-западного простирания.

Объект исследования находится в пределах Шульбинского рудного района; изученные образцы отобраны из зон интенсивной сульфидизации (5/1–5/3) и слабоизмененных периферийных участков (5/4–5/5) для контрастного сравнения. Цель работы – на основе комплекса методов дать петрохимическую и геохимическую характеристику, установить состав минералов и перспективы оруденения.

Методы исследования. Изучены пять образцов (5/1–5/5) из коренных обнажений аганактинской свиты. Содержания породообразующих оксидов и серы определены методом ICP‑AES. Содержания 54 элементов (включая Au, Ag, Co, Ni, Cu, Zn, Se, Te, Bi, REE, Pt, Ru, Mo, U, Th, Pb, Cd, Sb, Sn, W) – методом ICP‑MS. Минеральный состав диагностирован на растровом электронном микроскопе TESCAN VEGA 3LMU. Для каждого минерала выполнено не менее 5 анализов; в таблицах приведены средние составы. Формулы минералов пересчитаны на основе стехиометрии. Петрохимические модули рассчитаны по методике (Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2000). Расположение образцов в разрезе: 5/3 – нижняя зона, 5/1,5/2 – верхняя зона, 5/4,5/5 – периферийные участки.

Петрохимия. По данным ICP‑AES рассчитаны петрохимические модули (табл. 1). Гидролизатный модуль (ГМ) варьирует от 0,194 до 0,405. По классификации (Юдович Я.Э., Кетрис М.П. 2000), образцы 5/4 и 5/5 относятся к силитам; образцы 5/1, 5/2 и 5/3 – к глинистым породам. Фемический модуль (ФМ) максимален в образце 5/3 (0,224), что коррелирует с сульфидной минерализацией. Натриево-калиевый модуль (НКМ) убывает от 2,456 (5/4) до 0,996 (5/3), отражая замещение альбита серицитом.

Таблица 1. Петрохимические модули изученных образцов

Проба	ГМ	АМ	ТМ	ФМ	НКМ	КМ	ЩМ	ЖМ
5/1	0,354	0,342	0,033	0,164	1,229	0,151	0,336	0,724
5/2	0,405	0,393	0,032	0,153	1,333	0,119	0,278	0,700
5/3	0,300	0,289	0,039	0,224	0,996	0,168	0,336	0,793
5/4	0,194	0,186	0,045	0,059	2,456	0,116	0,402	0,934
5/5	0,247	0,238	0,039	0,083	2,301	0,114	0,376	0,896

Геохимия. Результаты ICP‑MS (табл. 2) показывают повышенные концентрации. Содержания Au варьируют от 0,01 до 0,09 г/т (максимум в 5/1), Ag – от 0,25 до 0,57 г/т (максимум в 5/1). Максимальные концентрации Co (37,8 г/т), Ni (57,8 г/т), Cu (148,6 г/т), Se (4,54 г/т), Te (0,42 г/т), Bi (0,46 г/т) зафиксированы в образце 5/3. Отношение Co/Ni = 0,3–0,8 соответствует гидротермальному пириту (для осадочного пирита Co/Ni < 0,1, для магматогенного > 5). Спектры REE нормированные к хондриту CI характеризуются (La/Yb)□ = 8–14 и Eu/Eu = 0,83–0,98, что типично для коровых гранитоидных источников. Валовый As не определялся, однако наличие арсенопирита в образце 5/3 подтверждает присутствие As в минеральной форме. Повышенные суммы REE в образцах 5/4 и 5/5 (136–140 г/т) связаны с карбонатизацией.

Минералогия. В результате микрозондового анализа установлен набор и состав минералов (табл. 3). На основе типичных спектров (с указанием номеров) рассчитаны эмпирические формулы.

Таблица 2. Содержания элементов-примесей (г/т)

Элемент	5/1	5/2	5/3	5/4	5/5
Au	0,09	0,04	0,04	0,02	0,01
Ag	0,57	0,42	0,49	0,25	0,33
Co	19,4	20,3	37,8	12,8	7,3
Ni	32,3	31,6	57,8	16,0	23,3
Cu	50,5	64,5	148,6	27,7	14,8
Zn	116,4	94,5	42,3	34,1	54,4
Cd	0,65	1,00	0,81	0,19	0,51
Se	4,38	2,98	4,54	2,23	1,75
Te	0,13	0,11	0,42	0,05	0,03
Bi	0,28	0,18	0,46	0,12	0,06
ΣREE	91	105	117	136	140

Образец 5/1 (верхняя зона): пирит (спектры 24, 25, 26) с примесями Co и Ni (формулы $(Fe_{0.94}Co_{0.06})S_2$, $(Fe_{0.98}Ni_{0.02})S_2$); галенит (спектры 47, 48) с Se до 0,7% и Bi; сфалерит (спектры 116, 117) с Cd до 0,8% и Fe 2–4%; миллерит (спектр 68, 69) с Co до 5%; кобальтин (спектр 22–25) с Ni; герсдорфит (спектры 146, 148) с Co; реликтовый пирротин (спектр 30); монацит (спектры 99, 100) с ThO_2 до 3,1%; ксенотим (спектр 173); рутил (спектры 42, 172); фторапатит (спектр 44, 101). Арсенопирит отсутствует.

Таблица 3. Диагностированные минералы и их эмпирические формулы (по микрозондовым данным, с указанием типичных спектров)

Минерал	Формула (общая)	Пример эмпирической формулы (спектр №)	Образцы	Примеси, мас.%
Пирит	FeS_2	$Fe_{1.00}S_{2.02}$ (сп.24)	5/1–5/5	Co до 2,8; Ni до 1,4
Co-пирит	$(Fe,Co)S_2$	$(Fe_{0.94}Co_{0.06})S_2$ (сп.118)	5/1–5/3	–
Ni-пирит	$(Fe,Ni)S_2$	$(Fe_{0.98}Ni_{0.02})S_2$ (сп.78)	5/1–5/3	–
Пирротин	$Fe_{1-x}S$	$Fe_{0.88}S$ (сп.30)	5/1, 5/3	–
Арсенопирит	FeAsS	$(Fe_{0.95}Co_{0.05})AsS$ (сп.17)	5/3	Co до 5,7
Кобальтин	CoAsS	$(Co_{0.76}Ni_{0.07}Fe_{0.17})AsS$ (сп.22)	5/1–5/3	Ni до 3,6
Герсдорфит	NiAsS	$(Ni_{0.52}Co_{0.25}Fe_{0.23})AsS$ (сп.146)	5/1, 5/3	Co до 5,0
Миллерит	NiS	$Ni_{0.95}Fe_{0.05}S$ (сп.68)	5/1–5/3	Co до 5,0
Халькопирит	$CuFeS_2$	$CuFeS_2$ (сп.29)	5/1–5/3	–
Сфалерит	(Zn,Fe)S	$(Zn_{0.93}Fe_{0.07})S$ (сп.116)	5/1–5/3	Cd до 1,2; Fe до 31
Галенит	(Pb,Fe,Se,Bi)S	$(Pb_{0.84}Fe_{0.16})(S_{0.97}Se_{0.03})$ (сп.47)	5/1–5/3	Se до 6,5; Bi до 3,0
Ксенотим	YPO_4	$(Y_{0.85}Dy_{0.08}Ho_{0.02}Er_{0.05})PO_4$ (сп.173)	5/1, 5/3	Dy, Ho, Er, Yb
Монацит	$(Ce,La,Th)PO_4$	$(Ce_{0.45}La_{0.25}Nd_{0.15}Th_{0.05})PO_4$ (сп.99)	5/1–5/5	ThO_2 до 6,4
Рутил	TiO_2	$(Ti_{0.98}Fe_{0.02})O_2$ (сп.42)	5/1–5/3	Fe до 1,6
Циркон	$ZrSiO_4$	$ZrSiO_4$ (сп.45)	5/3	–
Фторапатит	$Ca_5(PO_4)_3F$	$Ca_5(PO_4)_3F$ (сп.44)	5/1, 5/2	–
Церусит	$PbCO_3$	$PbCO_3$ (сп.3)	5/1, 5/2	–

Образец 5/2 (верхняя зона): близок к 5/1, но без пирротина; присутствуют чистые зерна кобальтина (спектры 22–25). Зафиксирована молибденсодержащая фаза (спектр 19: MoO_3 33,29%, PbO 59,04%, SiO_2 7,05%) – интерпретируется как микровключение молибденита или повеллита в галените. Se в галените (спектры 29, 30) достигает 6,5%, Bi – до 3,0%. Присутствует церусит (спектр 3, 17, 18) – продукт окисления галенита.

Образец 5/3 (нижняя зона): наиболее разнообразен – пирротин (спектры 30, 41, 88), арсенопирит (спектры 17–19, 47–49, 76–77) с Co до 5,7%, кобальтин и герсдорфит (спектры 20, 21, 22, 27, 28, 46, 52, 53, 75, 78, 79, 80, 81, 82, 83, 85, 86, 90) с широким диапазоном Co/Ni, сфалерит (спектры 74, 88) с Fe до 31% и Cd до 1,16%, циркон (спектр 45), монацит (спектры 29, 51) с ThO_2 до 6,4%, обильный рутил (спектры 8, 13, 39, 42, 50, 61, 65, 68, 69, 73, 87, 89). Минеральная ассоциация арсенопирита, кобальтина и герсдорфита (изоморфный ряд FeAsS–CoAsS–NiAsS) по диаграмме (Klemm D.D. 1965) указывает на высокотемпературные условия (>500°C). В сфалерите высокое содержание Fe (до 31 мас.%) также согласуется с высокотемпературной гидротермальной обстановкой (Barton P.B., Skinner B.J. 1967).

Образцы 5/4 и 5/5 (песчаники, периферия): содержат единичный пирит (размером до 0,05 мм), анкерит, сидерит (в виде цемента), монацит и ксенотим (акцессорные зерна), повышенные Mn и REE. Сульфидная минерализация практически отсутствует.

Обсуждение: зональность, P–T условия и тип оруденения. На основе минеральных ассоциаций, геохимических данных и петрохимических модулей выделяются три зоны (из глубины к поверхности):

– Нижняя зона (5/3): пирротин + арсенопирит + кобальтин + герсдорфит ± халькопирит ± сфалерит (Fe, Cd) ± галенит (Se, Bi). Элементы: Co (37,8 г/т), Ni (57,8), Cu (148,6), Se (4,54), Te (0,42), Bi (0,46). Модули: ФМ = 0,224 (макс.), НКМ = 0,996 (мин.), ЖМ = 0,793 (макс.), КМ = 0,168 (макс.). Температура > 500°C (по сольвусу FeAsS–CoAsS–NiAsS; Klemm, 1965). Корневой уровень.

– Верхняя зона (5/1, 5/2): миллерит + Bi‑Se‑галенит + сфалерит (Cd) + халькопирит + пирит (без арсенопирита). Элементы: Au (0,09 г/т), Ag (0,57), Zn (116,4), Se (4,38), Cd (0,65–1,00). Модули: ФМ = 0,153–0,164, НКМ = 1,229–1,333. Арсенопирит отсутствует. В 5/2 зафиксирована Mo-содержащая фаза.

– Периферия (5/4, 5/5): анкерит + сидерит + монацит + ксенотим + единичный пирит. Элементы: ΣREE = 136–140 г/т, Mn = 0,106–0,209%, CaO = 0,399–6,29%. Модули: ГМ = 0,194–0,247 (силиты), ФМ = 0,059–0,083 (минимальные). Карбонатизация, низкотемпературная периферия.

Отсутствие арсенопирита в верхней зоне и его присутствие только в нижней объясняется вертикальной зональностью по летучести As: при подъеме флюида As уходит в паровую фазу или связывается в кобальтине. Присутствие Se, Te, Bi и REE указывает на магматогенный флюид, обогащенный летучими компонентами.

Сравнение с эталонными объектами Западно-Калбинского пояса (Бакырчик, Большевик), где арсенопирит распространен повсеместно, показывает, что изученный объект отличается Co‑Ni‑As ассоциацией и отсутствием арсенопирита в верхних горизонтах. Это позволяет предположить наличие нового для региона типа оруденения, требующего дальнейшего детального изучения.

Заключение. В сульфидизированных метасланцах Шульбинского рудопроявления впервые диагностированы кобальтин, герсдорфит, миллерит, Bi‑Se‑галенит, Cd‑сфалерит, ксенотим, монацит и молибденсодержащая фаза. Эмпирические формулы, рассчитанные по микрозондовым данным, указывают на сложные твердые растворы и изоморфные замещения. В образце 5/3 установлена минеральная ассоциация арсенопирита, кобальтина и герсдорфита,

соответствующее изоморфному ряду FeAsS–CoAsS–NiAsS и указывающее на T > 500°C (Klemm D.D. 1965). Высокое содержание Fe в сфалерите (до 31 мас.%) также согласуется с высокотемпературной гидротермальной обстановкой. По данным ICP‑MS: Au до 0,09 г/т, Ag до 0,57, Co до 37,8, Ni до 57,8, Cu до 148,6, Se до 4,54, Te до 0,42, Bi до 0,46, ΣREE до 140 г/т. Отношение Co/Ni = 0,3–0,8 соответствует гидротермальному пириту. Петрохимические модули (ГМ = 0,194–0,405; ФМ = 0,059–0,224; НКМ = 0,996–2,456) подтверждают гидротермально-метасоматическую природу оруденения и вертикальную зональность. Выявлена вертикальная зональность: нижняя зона (5/3) – Co‑Ni‑As; верхняя зона (5/1,5/2) – Au‑Ag‑Se‑Zn; периферия (5/4,5/5) – Mn‑REE карбонаты. Расположение образцов в разрезе согласуется с зональностью метасоматической колонки. Полученные данные позволяют предположить наличие нового для Западно-Калбинского пояса типа оруденения – кобальт-никель-редкоземельно-золотого в черных сланцах. Поисковыми критериями могут служить аномалии Co, Ni, Se, Te, Bi, REE при пониженных содержаниях As. Для окончательного подтверждения требуются дополнительные исследования (LA-ICP-MS, изотопия, флюидные включения).

Список литературы

1. Ананьев Ю.С. Золото-концентрирующие системы южного складчатого обрамления Западно-Сибирской плиты (на примере Западной Калбы): дис. … д-ра геол.-мин. наук. Томск: ТПУ, 2018. 509 с.
2. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 478 с.
3. Barton P.B., Skinner B.J. Sulfide mineral stabilities // Geochemistry of Hydrothermal Ore Deposits / ed. H.L. Barnes. New York: Holt, Rinehart and Winston, 1967. P. 236–333.
4. Junussov M., Umarbekova Z. Mineralogical and morphological studies of gold-bearing arsenopyrite and pyrite minerals of Bakyrchik and Bolshevik gold black shale deposits (Eastern Kazakhstan) // Contemporary Trends in Geoscience. 2018. Vol. 7, No. 2. P. 153–165.
5. Kissin S.A. Five-element (Ni-Co-As-Ag-Bi) veins // Geoscience Canada. 1992. Vol. 19, No. 3. P. 113–124.
6. Klemm D.D. Synthesen und Analysen in den Dreiecksdiagrammen FeAsS–CoAsS–NiAsS und FeS_2–CoS_2–NiS_2 // Neues Jahrbuch für Mineralogie, Abhandlungen. 1965. Bd. 103. S. 205–255.
7. Loftus-Hills G., Solomon M. Cobalt, nickel and selenium in sulphides as indicators of ore genesis // Mineralium Deposita. 1967. Vol. 2, No. 3. P. 228–242.
8. Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. Oxford: Blackwell Scientific Publications, 1985. 312 p.

Жильные диориты Федоровотундровского массива, северо-восток Фенноскандинавского щита

Борисенко Е.С.[1], Докукина К.А.[1,2], Кунаккузин Е.Л.[1], Соловьева А.Н.[1], Грошев Н.Ю.[1]

[1]Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, e.borisenko@ksc.ru
[2]Геологический институт РАН, г. Москва, Россия

В пределах северного окончания Федоровотундровского массива (северо-восток Фенноскандинавского щита) во время полевых работ 2025 года были диагностированы и исследованы шурфы и канавы, пройденные еще в 50-х годах прошлого века. Они вскрывают как мафиты Федоровотундровского массива (ФТМ) палеопротерозойского возраста, так и амфиболиты и гнейсы, относимые к архейским образованиям. Среди данных разновидностей пород нередко наблюдаются амфиболовые диориты жильного облика (рис. 1). Данные породы формируют жилы в амфиболитах мощностью до 15 см, а на участке между горами Средний и Малый Ихтегипахк установлены в шурфах среди пород массива.

ФТМ представляет собой западную часть Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса и сложен преимущественно основными породами с резко подчиненным количеством ультраосновных пород. На протяжении всего периода исследования ФТМ породам среднего состава отводилось особое место ввиду их спорного генезиса. Неоднозначные геологические отношения мафитов массива и диоритов позволили разным исследователям отнести последние либо к комплексу пород массива, либо к

палингенныи образованиям (Старицына, 1960; Козлов и др., 1973). Последние имеющиеся данные показывают, что в пределах ФТМ можно выделить как минимум два комплекса средних пород (Старицына, 1960; Грошев и др., 2011): пироксеновые (гиперстеновые) и амфиболовые диориты. Изучаемые в настоящей работе жильные диориты по своему облику, составу, а также по их взаимоотношению с породами ФТМ находят сходство с диоритами, описанными в работе Г.Н. Старицыной (1960), которые были диагностированы в норитах и габбро-норитах массива в виде дайкоподобных тел различного простирания и по контакту норитов с архейскими гнейсами в виде пластовых тел.

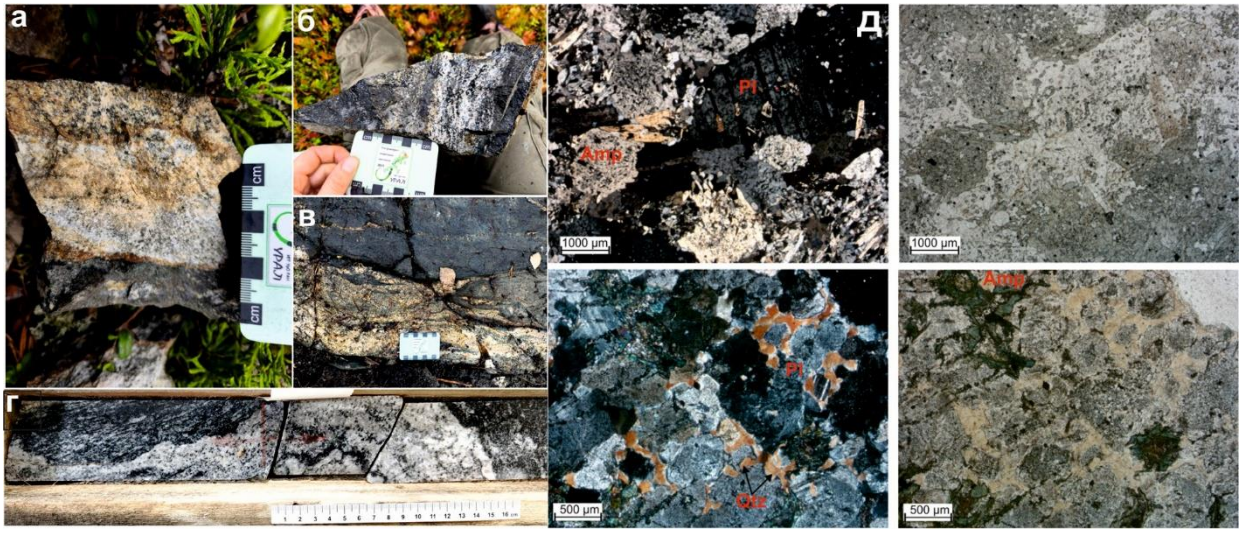


Рис. 1. Фотографии жильных диоритов, секущих архейские амфиболиты (а, б, в), гиперстеновые диориты в зоне контакта массива Федорова тундра с вмещающими породами (г) и микрофотографии жильных диоритов в проходящем свете с и без анализатора (д).

Жильные диориты представлены мезо- лейкократовыми разновидностями с переменным количеством кварца (до 20 %) массивного, полосчатого или слабо гнейсовидного облика. Для пород характерны аллотриоморфнозернистые, гипидиоморфнозернистые, а также гетеробластовые, грано- и нематобластовые структуры. Главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и амфибол, второстепенные и акцессорные представлены минералами гр. эпидота, хлоритом, биотитом, КПШ, апатитом, ильменитом, рутилом, кианитом (?). Последний обнаруживается в микрожилках среди зерен плагиоклаза совместно с кварцем (редко со ставролитом).

Химический состав жильных диоритов демонстрирует определенное сходство с гиперстеновыми диоритами Федоровой тундры, вскрытыми разведочными скважинами под мафитами массива (Грошев, 2011), а также с таковыми из палеопротерозойского массива Мончетундры, который является восточным отрогом крупнейшего на Кольском п-ве габбро-анортозитового массива Главного хребта. (Кунаккузин и др., 2026). Породы характеризуются содержаниями SiO_2 от 52.43 до 64.99 мас.%, TiO_2 от 0.10 до 0.43 мас.%, Al_2O_3 от 18.58 до 24.84 мас.%, FeO_t от 1.93 до 4.58 мас.%, MnO от 0.02 до 0.15 мас.%, MgO от 0.34 до 2.85 мас.%, CaO от 4.93 до 10.02 мас.%, Na_2O от 4.12 до 7.96 мас.%, K_2O от 0.07 до 0.09 мас.%. Спектры распределения РЗЭ в жильных диоритах также характеризуются крутыми отрицательными наклонами с высоким значением положительной европиевой аномалии (сумма РЗЭ = 34.41-73.98 (ср. зн. 54.16); $(La/Yb)_n$ = 25.6-59.0 (ср. зн. 41.7); $(La/Sm)_n$ = 5.6-9.6 (ср. зн. 7.8); $(Gd/Yb)_n$ = 2.1-3.4 (ср. зн. 2.9), Eu/Eu^* = 2.8-5.0 (ср. зн. 4.3).

Изотопное U-Pb датирование цирконов из жильных диоритов методом LA-ICP-MS определило три пика возрастов, соответствующих около 2810±11, 2699.5±9.8 млн лет и 2519.0±3.6 млн лет. Наиболее древний возраст, в пределах ошибок, совпадает со временем формирования гиперстеновых диоритов зоны контакта Мончетундры (Кунаккузин и др., 2026). Второй возраст

соответствует времени регионального метаморфизма (Петровская и др., 2010; Мыскова, Милькевич, 2016). Молодой возраст (2519.0±3.6 млн лет) соответствует времени внедрения первой фазы палеопротерозойского мафитового массива Федорова тундра (Грошев, 2009).

Учитывая полученные новые возрастные данные можно предположить, что формирование жильных диоритов связано с процессами плавления архейского субстрата во время внедрения мафитового расплава около 2.52 млрд лет назад. В качестве субстрата могут выступать либо породы кольской серии, являющиеся вмещающими для ФТМ, либо гиперстеновые диориты которые проявлены в зоне контакта ФТМ и возраст которых согласно (Ниткина, 2005; Грошев, 2011) является также архейским. Изучение минеральных ассоциаций жильных диоритов позволило получить предварительные оценки условий плавления и перемещения материала гиперстеновых диоритов, которые находят сходство с изучаемыми жильными диоритами по химическому составу. Исследование шлифов и комбинированных шлифов показало, что внутри жильных диоритов ортопироксен сохраняется лишь в редких реликтах, а главными породообразующими минералами являются плагиоклаз и амфибол. Порода пронизана серией тонких микрожилок, состоящих из кварца, кианита и полевых шпатов. Присутствуют редкие вкрапленники калиевого полевого шпата с заметным содержанием Ba (до 4.41 мас.% BaO). Плагиоклаз формирует тончайшие каймы на границе кианита и кварца. Амфибол присутствует в составе коронарных структур между кварцем и плагиоклазом. Иногда в центральной части коронарной структуры сохраняются реликты куммингтонита, окруженные каймой кварца с эпидотом, в свою очередь контактирующей короной кальциевого амфибола (чермакит), разделяющей кварц и плагиоклаз. К выделениям кальциевого амфибола приурочен ильменит, обрастающий каймой циркона. Плагиоклаз на границе с амфиболом имеет состав андезина (An_{34-35}), тогда как на удалении плагиоклаз имеет более кальциевый состав (An_{42-59}) андезин-лабрадора. В центральных частях коронарных структур к кварцу приурочены хлорит и редкий биотит.

Наилучшим объяснением кварц-кианитовых жилок в диоритах является частичное плавление и формирование алюмосиликатной лейкосомы в диоритах под воздействием тепла при внедрении первой интрузивной фазы массива Федорова тундра.

Благодарности. *Исследование проводится при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 25-77-10097, https://rscf.ru/project/25-77-10097/.*

Список литературы

1. Грошев Н.Ю. Федоровотундровский массив Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (Кольский полуостров) – новые петрохимические и геохимические данные // Вестник Кольского научного центра РАН. 2011. № 1(4). С. 17-29.
2. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометальных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН, 2009. Т. 427. № 5. С. 669–673.
3. Козлов Е.К. Естественные ряды пород никеленосных интрузий и их металлогения (на примере Кольского полуострова). Л.: Наука, 1973. 288 с.
4. Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Нерович Л.И., Каулина Т.В., Докукина К.А., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В. Неоархейские гиперстеновые диориты зоны контакта палеопротерозойского мафитового массива Мончетундра (с-в Фенноскандинавского щита): РЗЭ, SHRIMP-II и Nd-Sr изотопные данные // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2026: Материалы LVII Тектонического совещания, Москва, 02–07 февраля 2026 года. М.: ООО "Издательство ГЕОС", 2026. С. 249-251.
5. Мыскова Т.А., Милькевич Р.И. Глиноземистые гнейсы кольской серии Балтийского щита (геохимия, первичная природа и возраст протолита) // Труды Карельского научного центра РАН. Серия Геология докембрия. 2016. №10. С. 1-29.
6. Петровская Л.С., Митрофанов Ф.П., Баянова Т.Б., В.П. Петров, М.Н. Петровский. Неоархейский энербит-гранулитовый комплекс района Пулозеро – Полнек-Тундра Центрально-Кольского блока: этапы и термодинамические режимы развития (Кольский полуостров). Апатиты: КНЦ РАН, 2010. 78 с.
7. Ниткина Е.А., Вурсий Г.Л., Рундквист Т.В. Особенности морфологии, химического состава и изотопного состава свинца цирконов из разновозрастных пород Федорово-Панского массива и вмещающих диоритов //

Материалы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2005. С. 138–144.
8. Старицына Г.Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровой тундры// Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова, выпуск 3, 1960.

Применение «эффективного объема» в термодинамическом моделировании при изучении P-T эволюции горных пород в ходе метаморфических преобразований

Вивдич Э.С.[1], 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

Минеральный парагенезис, т.е. «ассоциация сосуществующих взаимно равновесных минералов» (Коржинский, 1973) отвечает установлению в системе (горной породе) соответствующих одинаковых термодинамических параметров (давления – P, температуры – T, концентрации химических элементов – X). Ввиду тех или иных неоднородностей субстрата и особенностей протекания геологических процессов, мы часто фиксируем различные P-T-X условия для исследуемого объема породы. Предполагается, что природные процессы осуществляются в условиях, когда в каждый конкретный момент времени в данном участке горной породы устанавливается состояние равновесия, называемое локальным (Жариков, 2005). Из сказанного следует, что даже при работе с неравновесными минералами в пределах всей породы, возможно выделение некоторого объема («субсистемы») для выявления P-T условий образования конкретного минерального парагенезиса. В данной работе мы приводим пример применения так называемого «эффективного объема» в термодинамическом моделировании для выявления общих и локальных вариаций P-T параметров, установившихся на различных этапах метаморфической эфолюции пород. Под «эффективным объемом» подразумевается локальный химический состав породы (как в макро-, так и в микромасштабе), достаточный для выявления P-T особенностей протекания геологического процесса.

Объектом исследований выбраны метаморфические породы в пределах Мейерской тектонической зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Россия) (Балтыбаев и др., 1996; Шульдинер и др., 1997). В ее строении участвуют палеопротерозойские комплексы Свекофеннского подвижного пояса (аллохтон) и породы архейского и палеопротерозойского возраста окраины Карельского кратона (автохтон). Установлено, что уровень метаморфизма пород аллохтонного блока достигал условий гранулитовой фации – 750-850^{o}C при 5-6 кбар (Шульдинер и др., 1997; Балтыбаев и др., 2009), тогда как метаморфизм пород автохтона не превышал условий амфиболитовой фации – 650-700^{o}C при 5-6 кбар (Балтыбаев и др., 2009; Балтыбаев, Вивдич, 2021).

В пределах гранулитового блока Мейерской тектонической зоны выбрано обнажение (рис. 1а, б), примечательное своими вещественными и структурными неоднородностями: в толще мигматизированных парагнейсов выделяются чередующиеся друг с другом пологопадающие тела амфибол-биотит-гранатовых (рис. 1в, г) и биотит-амфиболовых гнейсов (рис. 1д). Совместно эти тела смяты в складки, местами будинированы, секутся поздними пегматитовыми жилами различной мощности. Многообразие форм проявления и сложные соотношения минералов затрудняло выявление P-T параметром метаморфогенного минералообразования стандартными петрографо-минералогическими приемами.

Для расшифровки P-T условий минералообразования нами был выбран метод термодинамического моделирования путем минимизации энергии Гиббса, реализованный в программном комплексе Perple_X v. 7.116 (Connolly, 1990, с обновлениями до 2026 г.). Использовалась база термодинамических данных hp634ver (Holland, Powell, 2011). В практическом применении метод имеет множество преимуществ, так как на основе валового химического состава образца породы или его локального участка в результате построений мы

имеем возможность оценить устойчивый минеральный состав и химический состав слагающих минеральных фаз в интересующих диапазонах изменения T и P.

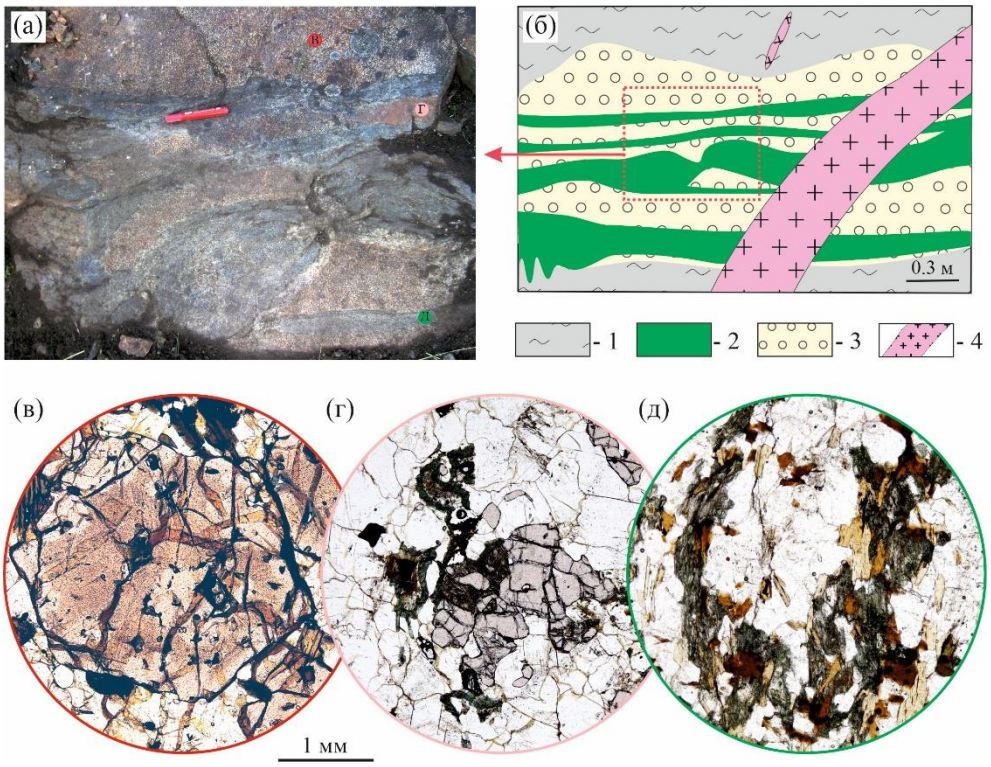


Рис. 1. Обнажение со сложной конфигурацией различных типов пород, претерпевших пиковый метаморфизм гранулитовой фации. Фотография участка (а) и схема обнажения (б) мигматит-гнейсовой толщи (условное обозначение под цифрой 1), в которой наблюдаются чередующиеся и совместно смятые в складки пологопадающие тела биотит-амфиболовых (2) и амфибол-биотит-гранатовых гнейсов (3); на всем обнажении прослеживаются секущие пегматитовые жилы различной мощности (4). В пределах участка (а) отобраны образцы амфибол-биотит-гранатовых гнейсов Б-20-450 и Б-20/23-450 (в, г) и биотит-амфиболового гнейса Б-20/23-450b (д).

В качестве «эффективного объема» был выбран интегрированный средний химический состав минералов, слагающих реакционные структуры (рис. 2а, в), характерные для всех рассматриваемых образцов. Указанные образования представляют собой микроскопические хаотичные и зональные (рис. 2в) тесные срастания зерен амфиболов (кальциевых и/или ряда куммингтонит-грюнерит) с тонкочешуйчатым биотитом; здесь же наблюдаются ксеноморфные выделения кварца и плагиоклаза.

Согласно результатам термодинамического моделирования по «эффективному объему» из образца Б-20/23-450b, поле парагенезиса Cum[1] + Hbl + Bt + Pl устойчиво в диапазоне T = 550-700°C при широких вариациях P от 2 до 6.5 кбар (рис. 2б). В данном случае полученное поле соответствует полю устойчивости минерального парагенезиса самой породы (контуры желтого цвета на диаграммах).

Моделирование по «эффективному объему» из образца Б-20-450, в котором обнаружены упомянутые зональные структуры, позволило выявить группу полей, отвечающих наиболее низкотемпературным условиям устойчивости парагенезиса породы. Наиболее сопоставимым с реальными наблюдениями является поле Hbl_1 + Hbl_2 + Bt + Pl + Qz (диапазон T = 560-630°C при P = 2-5 кбар (рис. 2г). Вероятно, формирование описанных реакционных структур

[1] Использованы следующие сокращения названий минералов: Bt – биотит, Cum – куммингтонит, Grt – гранат, Hbl – роговая обманка, Pl – плагиоклаз, Qz – кварц.

происходило при близком к изобарическому остывании породы на регрессивном этапе метаморфических преобразований.

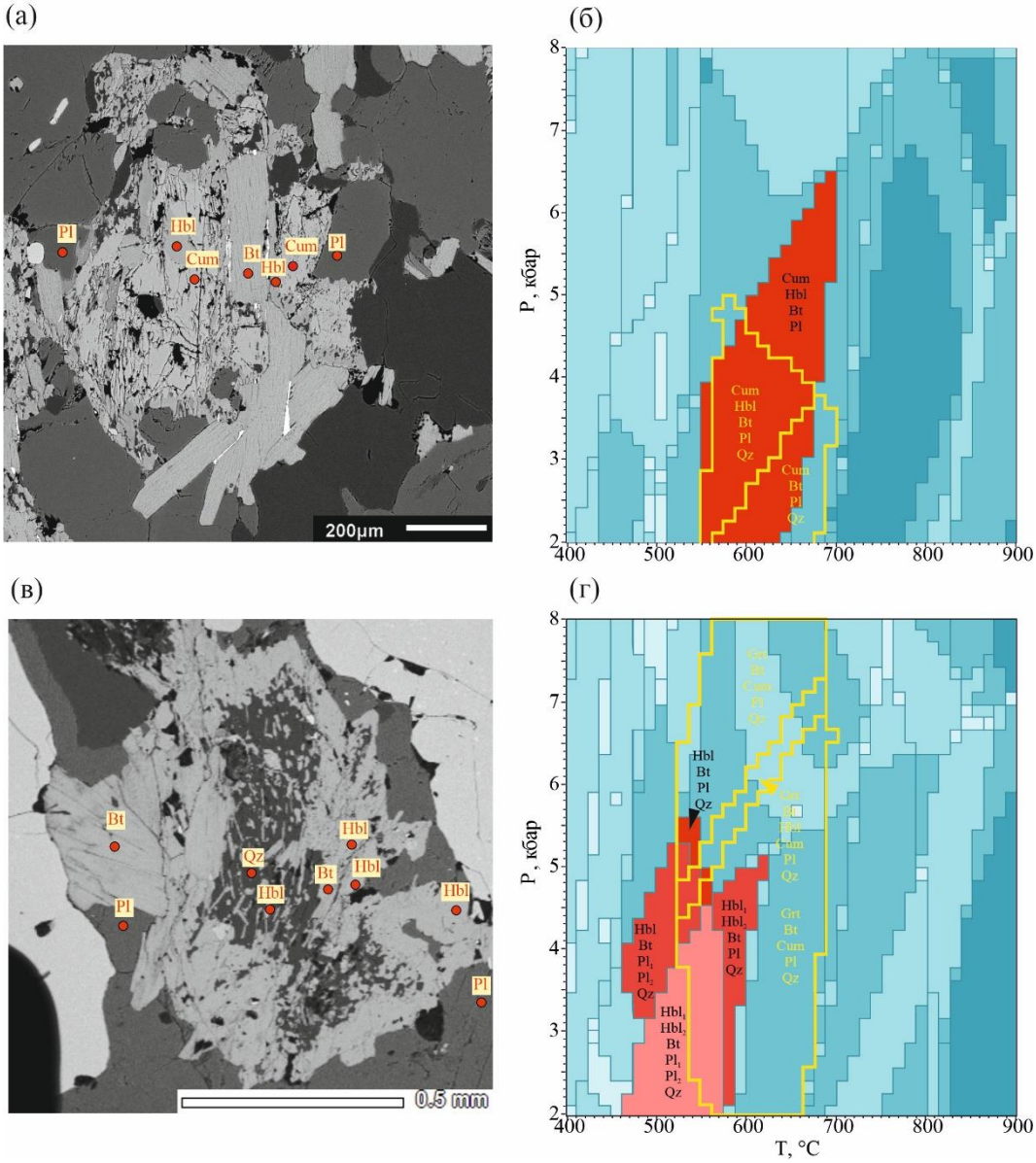


Рис. 2. Результаты термодинамического моделирования по «эффективному объему». На BSE-изображениях микроскопических участков прозрачно-полированных шлифов (а, в) представлены реакционные взаимоотношения и тесные срастания роговой обманки, куммингтонита, биотита и плагиоклаза из образца Б-20/23-450b (а); роговой обманки, биотита, плагиоклаза и кварца, локализованного в центральных частях структуры из образца Б-20-450 (в). Красными точками отмечены составы минералов, интегрированный химический состав которых использовался для построения фазовых диаграмм (б, г). Оттенками красного на диаграммах показаны искомые поля устойчивости выбранных минеральных парагенезисов. Жирными желтыми контурами обозначены поля устойчивости парагенезиса породы, полученные путем моделирования по ее валовому химическому составу. Все расчеты выполнены при условии присутствия в системах углекислотно-водного флюида (мольная доля $XCO_2 = 0.3$).

Представленные результаты и их интерпретацию можно уточнить при помощи сравнения реального и моделируемого модального состава системы, а также химического состава минеральных фаз. Такое сравнение также позволяет утверждать, что P-T оценки, полученные при использовании «эффективных объемов», дают хорошие результаты, особенно когда применение стандартных термобарометрических приемов оказывается неоднозначным в силу общей химической неравновесности системы.

Таким образом, использование локального химического состава в термодинамическом моделировании имеет ряд перспектив, среди которых: (1) учет химической гетерогенности породы и определение параметров локального равновесия, (2) выявление особенностей реакционных преобразований с целью восстановления генетической последовательности минеральных превращений в ходе метаморфизма.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): PT-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87.
2. Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Мейерский надвиг – главный элемент строения сутуры на границе Карельского кратона и Свекофеннского пояса в Приладожье, Балтийский щит // Докл. АН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.
3. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Левский Л.К. Свекофеннский пояс Фенноскандии: пространственно-временная корреляция раннепротерозойских эндогенных процессов. СПб.: Наука, 2009. 328 с.
4. Жариков В.А. Основы физической геохимии: учебник. Москва: Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, 2005. 656 с.
5. Коржинский Д.С. Теоретические основы анализа парагенезисов минералов. Москва: Наука, 1973. 288 с.
6. Шульдинер В.И., Балтыбаев Ш.К., Козырева И.В. Эволюция условий метаморфизма гранатсодержащих гранулитов Западного Приладожья // Петрология. 1997. Т. 5. № 3. С. 253–277.
7. Connolly J.A.D. Multivariable phase diagrams: an algorithm based on generalized thermodynamics // American Journal of Science. 1990. V. 290. P. 666-718.
8. Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phases of petrological interest, involving a new equation of state for solids // Journal of Metamorphic Geology. 2011. Vol. 29. P. 333–383.

Влияние фтора на плавление в карбонатных и силикатных системах при 6 ГПа

Виноградова Ю.Г., Степанов К.М., Шацкая Д.В., Коваленко А.В., Овсянников Г.Н., Шевчук А.С., Сидько Д.Е., Никитин М.А., Шацкий А.Ф.

ГЕОХИ РАН, г. Москва, Россия, vinogradova@geokhi.ru

Введение. Фтор – наиболее распространенный галоген в мантии (McDonough, Sun, 1995). Он является важным компонентом богатых карбонатами глубоко залегающих магм, кимберлитов, лампроитов и карбонатитов (Чайка, Изох, 2017). Многочисленные находки бывших фторидных расплавов в виде включений в алмазах (Kaminsky et al., 2013; Logvinova et al., 2008; Shatsky et al., 2021; Шацкий и др., 2026) и в мантийных ксенолитах (Klemme, 2004) свидетельствуют о высокой концентрации фтора в локальных участках мантии. Поэтому изучение фазовых равновесий в системах, содержащих фтор, при высоких давлениях представляется важным для понимания мантийных процессов.

Эксперименты при давлении 0.1 ГПа (Gittins, Tuttle, 1964) показали, что для системы $CaCO_3$-CaF_2 температура эвтектики значительно ниже температуры плавления кальцита и флюорита – 880°C против 1310°C и 1440°C. Аналогичное флюсующее действие фтора можно ожидать и при более высоких давлениях. Учитывая, что фторидные включения в алмазах представлены большей частью флюоритом и его высокобарическим полиморфом, для изучения были выбраны системы $CaCO_3$-CaF_2 и $CaSiO_3$-CaF_2 (Shatskiy et al., 2025; Shatskiy et al., 2026). Но так как мантийные породы содержат значительное количество магния, для полного понимания мантийных процессов представляется полезным рассмотреть фазовые равновесия в тройных взаимных системах $CaCO_3$-$MgCO_3$-CaF_2-MgF_2 и $CaSiO_3$-$MgSiO_3$-CaF_2-MgF_2.

Методика экспериментов. Эксперименты проводились на многопуансонном прессовом аппарате Discoverer 1500 тонн, оснащенного направляющими блоками типа Осуги. Для сжатия октаэдрической среды высокого давления из полуспеченной керамики на основе ZrO_2 использовались внутренние кубические наковальни из карбида вольфрама с усеченными треугольными площадками с длиной ребра 12 мм. Конструкция ячейки с многозарядными

кассетами из графита и подробности калибровки давления на высоких температурах описаны в предшествующих работах (Shatskiy et al., 2022; Shatskiy et al., 2018; Shatskiy et al., 2013). Погрешность измерений температуры и давления составляет менее 25°C и 0.5 ГПа соответственно.

Исходные смеси были приготовлены из CaF_2, MgF_2, $CaCO_3$ осч (> 99,9 % чистоты), природного $MgCO_3$ с содержанием примесей <0.1 мас.% из Брумаду (Баия, Бразилия) и синтетических $CaSiO_3$, $MgSiO_3$ и $CaMgSi_2O_6$. Исходные смеси готовили путем смешивания порошков в этаноле в ступке из карбида вольфрама. Перед взвешиванием реактивы сушили при 500°C в течение 2 часов.

Готовые образцы исследовали с помощью сканирующего электронного микроскопа Tescan Mira 3, оснащенного детектором EDS Ultim MAX 100 и программным обеспечением Aztec Automate 6.0 (Oxford Instruments). Рамановские спектры фаз были получены с помощью рамановского микроспектрометра Renishaw inVia Reflex, оснащенного твердотельным лазером DPSS с длиной волны 532 нм и микроскопом Leica при увеличении ×50.

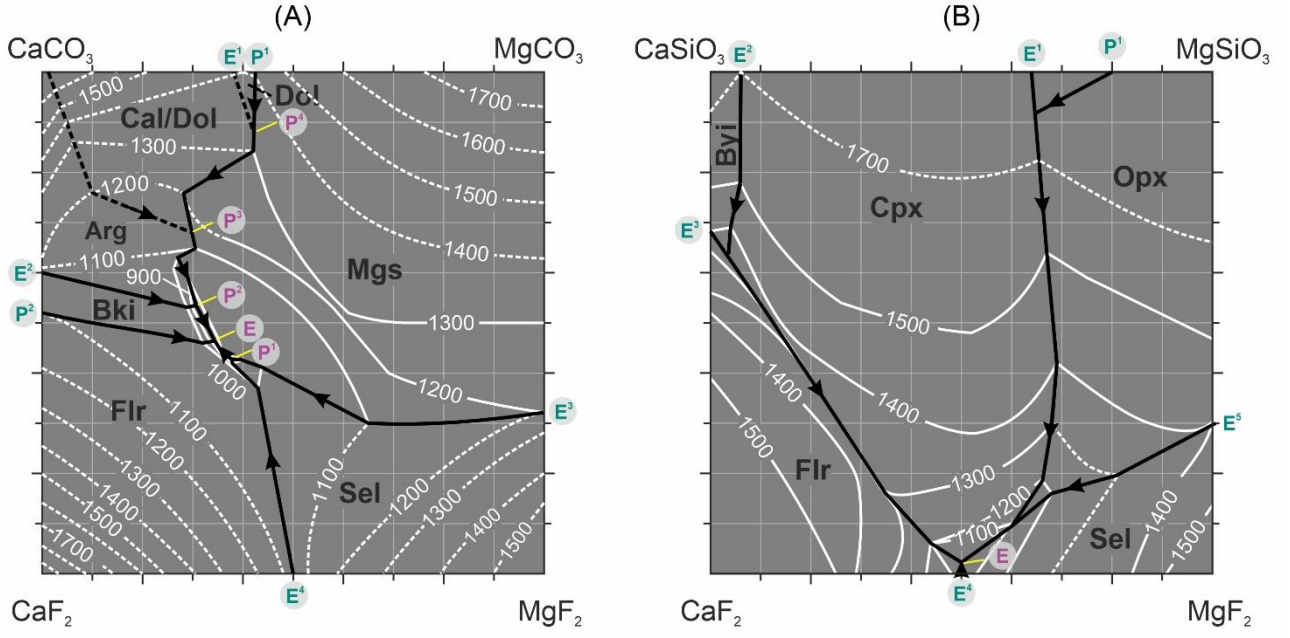


Рис. 1. Проекции линий ликвидуса для карбонат-фторидной системы (A) и силикат-фторидной системы (B). E и P отмечают двойные и тройные эвтектики и перитектики соответственно. Сплошные белые линии показывают установленные экспериментально изотермы, пунктирные белые линии – теоретически предполагаемые изотермы.

Результаты. В рамках исследования была проведена серия экспериментов с карбонат-фторидной и силикат-фторидной системами при 6 ГПа и 900-1500°C. Были получены T-X диаграммы для бинарных сечений и изотермические сечения и проекции ликвидуса (рис. 1) для тройных взаимных систем $CaCO_3$-$MgCO_3$-CaF_2-MgF_2 и $CaSiO_3$-$MgSiO_3$-CaF_2-MgF_2. Показано, что область существования кальциевого фторид-карбонатного расплава полностью охватывает область кристаллизации литосферных и более глубоких алмазов, что согласуется с находками полифазных включений в алмазах, содержащих CaF_2 и карбонаты. Эвтектический расплав в силикат-фторидной системе обогащен фторидным компонентом (F# 97), что подтверждает возможность существования высокофтористых силикатных расплавов в условиях образования литосферных алмазов.

Государственное задание ГЕОХИ РАН, тема № FMMZ-2024-0056

Список литературы

1. Gittins, J., O. F. Tuttle. The system CaF_2-$Ca(OH)_2$ -$CaCO_3$ //American Journal of Science. 1964. V. 262. №. 1. P. 66-75.
2. Kaminsky, F. V., R. Wirth, A. Schreiber. Carbonatitic inclusions in deep mantle diamond from Juina, Brazil: new minerals in the carbonate-halide association //Canadian Mineralogist. 2013. V. 51. №. 5. P. 669-688.
3. Klemme, S. Evidence for fluoride melts in Earth's mantle formed by liquid immiscibility //Geology. 2004. V. 32. №. 5. P. 441-444.
4. Logvinova, A. M., R. Wirth, E. N. Fedorova, N. V. Sobolev. Nanometre-sized mineral and fluid inclusions in cloudy Siberian diamonds: new insights on diamond formation //European Journal of Mineralogy. 2008. V. 20. №. 3. P. 317-331.
5. McDonough, W. F., S. S. Sun. The composition of the Earth //Chemical Geology. 1995. V. 120. №. 3-4. P. 223-253.
6. Shatskiy, A., A. Bekhtenova, A. V. Arefiev, I. V. Podborodnikov, Y. G. Vinogradova, D. I. Rezvukhin, K. D. Litasov. Solidus and melting of carbonated phlogopite peridotite at 3-6.5 GPa: Implications for mantle metasomatism //Gondwana Research. 2022. V. 101. №. P. 156-174.
7. Shatskiy, A., A. Kovalenko, Y. G. Vinogradova, D. Shatskaya, K. Stepanov, A. Shevchuk, G. Ovsyannikov, D. Sidko, M. Nikitin. The CaCO3–CaF2 Binary at 6 GPa //Geochemistry International. 2025. V. 63. №. 13. P. 1145-1153.
8. Shatskiy, A., A. Kovalenko, Y. G. Vinogradova, D. Shatskaya, K. Stepanov, D. Sidko, G. Ovsyannikov, C. Lorenz, M. Nikitin. The Systems CaSiO3–CaF2 and Ca0. 5Mg0. 5SiO3–CaF2 at 6 GPa //Geochemistry International. 2026. V. 64. №. 2. P. 92-100.
9. Shatskiy, A., I. V. Podborodnikov, A. V. Arefiev, D. A. Minin, A. D. Chanyshev, K. D. Litasov. Revision of the $CaCO_3$–$MgCO_3$ phase diagram at 3 and 6 GPa //American Mineralogist. 2018. V. 103. №. 3. P. 441-452.
10. Shatskiy, A., I. S. Sharygin, P. N. Gavryushkin, K. D. Litasov, Y. M. Borzdov, A. V. Shcherbakova, Y. Higo, K.-i. Funakoshi, Y. N. Palyanov, E. Ohtani. The system K_2CO_3-$MgCO_3$ at 6 GPa and 900-1450 ºC //American Mineralogist. 2013. V. 98. №. 8-9. P. 1593-1603.
11. Shatsky, V. S., R. Wirth, A. L. Ragozin, A. M. Logvinova, V. V. Kalinina. Evidence of interaction of the subducting slab with iron-saturated transition zone of the mantle. // Thirty-first Annual Goldschmidt Conference. Conference Proceedings, 2021. С. 5699.
12. Чайка, И., А. Изох. Фосфатно-фторидно-карбонатная минерализация в породах лампроитовой серии массива Рябиновый (Центральный Алдан): минералого-геохимическая характеристика и проблема генезиса //Journal. 2017. Т. 3. №. 1. С. 38-51.
13. Шацкий, В. С., А. Л. Рагозин, В. В. Калинина. Свидетельства участия фторидных расплавов в процессах алмазообразования в мантии Сибирского кратона //Journal. 2026. Т. 67. №. 7. С. 854-870.

Актуальность исследований по самоочистке горных рек Северного Кавказа

Воробьев А.Е.[1], Мадаева М.З.[1], Воробьев К.А.[2,3], Ходжаев А.А.[1]

[1]ГГНТУ, [2]РУДН, [3]ИПКОН РАН, fogel_al@mail.ru

В связи с непрерывным и довольно быстрым ростом спроса на различные минеральные ресурсы (в том числе – на цветные металлы: медь, свинец, цинк, алюминий и т.д.), обусловленным продолжающимися экономическими и социальными изменениями, происходящими практически во всем мире, по мере развития горнодобывающей промышленности, интенсивность добычи и переработки металлических руд также значительно возросла, что приводит к все более острым геоэкологическим проблемам территорий прилегающих к разработкам месторождений полезных ископаемых, степень загрязнения которых зависит от расстояния до источника загрязнения (Воробьев, 1998), а также ландшафтных и других условий.

Так, горнодобывающая промышленность производит значительное количество сточных вод, отходов и отходящих газов, которые попадают в прилегающие и отдаленные районы (в том числе, в речные бассейны), увеличивая со временем загрязнение речных вод тяжелыми металлами.

Исследование было сосредоточено на верхнем участке реки Уруп (Карачаево-Черкессия), около действующего с 1961 г. Урупского рудника (а в дальнейшем УГОКа), и осуществлялось в летний сезон 2026 г., в период маловодья. Выбор такого объекта исследования определялся тем, что загрязнение рек в результате деятельности горно-обогатительных комбинатов, является одной из самых острых геоэкологических проблем

современности (Бегдай и др., 2025). Это обусловлено тем, что в большинстве стран мира (включая территории Северного Кавказа, РФ), в результате промышленного развития территорий качество воды в реках существенно ухудшилось. В этой связи исследования самоочистки рек от загрязнений имеет весьма значительную актуальность.

Самоочистка горных рек (приводящая их в первоначальное состояние, а в некоторых случаях – даже в улучшенное (Воробьев и др., 2000)) представляет собой весьма сложный комплекс физических, химических, биохимических и гидроморфологических процессов, которые протекают значительно интенсивнее, чем в равнинных водотоках. Это обусловлено более крутым уклоном русел, высокой скоростью течения, насыщением воды кислородом и специфическим строением речных долин.

При этом необходимо отметить, что в настоящее время большое внимание уделяется изучению процессов самоочищения природных вод в основном от органических загрязняющих веществ. Однако, в связи со значительным воздействием горнодобывающей промышленности цветной металлургии на окружающую среду, необходимы исследования по самоочищению речных вод от различных металлов (прежде всего – тяжелых, токсичных). Кроме того, необходимо осознавать, что исследование способности реки к самоочищению невозможно без надлежащего знания о ее ассимиляционной способности, которая представляет собой максимальное количество токсичных веществ, которое река может воспринять без особого изменения исходного качества вод.

Также актуальность исследований по естественной самоочистке загрязненных речных вод обуславливают наночастицы металлов, которые являясь неотъемлемым элементом естественных механизмов самоочищения, ускоряя разложение токсичных веществ и связывая опасные поллютанты, до настоящего времени не были исследованы в таком ракурсе (Воробьев, Воробьев, 2018).

Список литературы

1. Бегдай И.В., Мишвелов Е.Г., Харин К.В., Шкарет К.Ю. Эколого-геохимическая оценка состояния реки Уруп в зоне действия Урупского ГОК // Водное хозяйство России: проблемы, технологии, управление. 2025. № 4. С. 94–110. https://doi.org/10.35567/1999-4508-2025-4-94-110; EDN: EDCYVU.
2. Воробьев А.Е. Проблема недропользования в горных территориях / В сб.: Устойчивое развитие горных территорий: Тезисы докладов III Международной конференции 21-26 сентября. – Владикавказ: Иристон, 1998. – С. 655.
3. Воробьев А.Е., Воробьев К.А. Наноматериалы и нанотехнологии. Особенности протекания физико-химических процессов в наносистемах. Mauritius, 2018.
4. Воробьев А.Е., Чекушина Т.В., Козырев Е.Н. Разработка концепции биосфероулучшающих геоэкологических технологий // Вестник МАНЭБ, №15 (29), 2000, Владикавказ. – С. 4-11.

К вопросу о термодинамической устойчивости минерала меллиниита ($(Ni_{2.30}Fe_{1.64}Co_{0.01})_{3.95}P_{1.05}$)

Геншпринг А.М.[1], Сагатов Н.Е.[2], Шацкий А.Ф.[1], Коваленко А.В.[1]

[1]*ГЕОХИ РАН (Москва), ArseniyGenshpring@yandex.ru*
[2]*Евразийский национальный университет имени Л. Н. Гумилёва, Астана, Казахстан*

Фосфор является важным компонентом земной коры, ядер планет, железных метеоритов. Редкий фосфид меллиниит $(Ni,Fe)_4P$, обнаруженный в метеоритах NWA 1054 и Мораско (Pratesi et al., 2006), по предыдущим исследованиям, отсутствует на равновесных диаграммах Fe–Fe_2P и Ni–Ni_2P (Litasov et al., 2019; Minin et al., 2019; Vinogradova, Y.G., et al., 2026), что ставит вопрос о его стабильности. Проведены эксперименты при 6 ГПа в системе Fe–Fe_2P–Ni_2P–Ni, идентификация образцов методами EDS и EBSD, а также DFT-расчеты стабильности фаз (Sagatov et al., 2020). EBSD показало, что фаза, по составу принимаемая за $(Ni,Fe)_4P$, представляет собой тонкие срастания α-(Fe,Ni) со шрейберзитом или барринджеритом. Первопринципные рассчеты, показывают, что ни Fe_4P, ни Ni_4P, ни их твердые растворы

термодинамически не стабильны. Хотя меллиниит не является равновесной фазой, а представляет собой продукт закалки расплава (Fe, Ni)–P и, следовательно, не может служить индикатором условий высокого давления. Однако присутствие шрейберзита или барринджерита в $(Fe, Ni)_4P$ дендритах или в ассоциации служит надежным индикатором температуры образования.

Благодарности. Работа выполнена в ГЕОХИ РАН по теме РНФ № 24-17-00253.

Список литературы

1. Doan, A.S., Goldstein, J.I., 1970. The ternary phase diagram, Fe-Ni-P. Metallurgical Transactions 1, 1759-1767.
2. Inerbaev, T.M., Sagatov, N., Sagatova, D., Gavryushkin, P.N., Akilbekov, A.T., Litasov, K.D., 2020. Phase stability in nickel phosphides at high pressures. ACS Earth and Space Chemistry 4, 1978-1984.
3. Litasov, K.D., Shatskiy, A., Minin, D.A., Kuper, K.E., Ohfuji, H., 2019. The Ni–Ni2P phase diagram at 6 GPa with implication to meteorites and super-reduced terrestrial rocks. High Pressure Research 39.
5. Minin, D.A., Shatskiy, A.F., Litasov, K.D., Ohfuji, H., 2019. The Fe–Fe2P phase diagram at 6 GPa. High Pressure Research 39, 50-68.
6. Pratesi, G., Bindi, L., Moggi-Cecchi, V., 2006. Icosahedral coordination of phosphorus in the crystal structure of melliniite, a new phosphide mineral from the Northwest Africa 1054 acapulcoite. American Mineralogist 91, 451-454.
7. Sagatov, N.E., Gavryushkin, P.N., Banayev, M.V., Inerbaev, T.M., Litasov, K.D., 2020. Phase relations in the Fe-P system at high pressures and temperatures from ab initio computations. High Pressure Research 40, 1-10.
9. Vinogradova, Y.G., Shatskiy, A.F., 2026. The join FeNi-FeNiP at 6 GPa. Geochemistry International 64, 263-272.

Мультисистемное изотопное датирование святоноситов (гранатовых сиенитов) полуострова Святой Нос, палеозойское обрамление юга Сибирского кратона

Гладкочуб Е.А.[1,2], Иванов А.В.[1], Михеев Е.И.[2]

[1]Институт земной коры СО РАН, gladkochub54@gmail.com
[2]Институт геологии и минералогии им. В. С. Соболева СО РАН

Реконструкция термической истории складчатых поясов и коллизионных зон — ключевая проблема современной геодинамики. Для большинства древних коллизионных систем, включая Центрально-Азиатский складчатый пояс (ЦАСП), термическая история после пика метаморфизма остается слабо изученной из-за ограниченного набора традиционных изотопных методов. В позднем палеозое на территории Западного Забайкалья широко проявлен гранитоидный магматизм, в результате которого сформировался Ангаро-Витимский батолит (АВБ) возрастом 330-280 млн лет (Травин и др., 2023; Ярмолюк и др., 1997). Западной границей проявления карбон-пермского магматизма является полуостров Святой Нос на восточном побережье оз. Байкал. В его строении выделяются несколько позднепалеозойских интрузий, среди которых особый интерес представляют Марковский и Эскольский массивы. Они сложены породами среднего состава умеренно-щелочного и щелочного рядов, среди которых встречаются святоноситы (сиениты с андрадитовым гранатом). Долгое время возраст массивов оставался дискуссионным, однако в работах (Травин и др., 2023; Михеев и др., 2025) U-Pb методом по циркону установлены возрастные рубежи: 310–297 млн лет для Марковского и 317–312 млн лет для Эскольского массивов соответственно. Становление этих тел было синхронно с внедрением гранитоидов АВБ (баргузинский комплекс, 330–280 млн лет (Травин и др., 2023)).

Однако последующая термическая история этих массивов изучена фрагментарно. Существующие данные основаны преимущественно на K–Ar изотопной системе (Травин и др., 2023) и единичных анализах треков в апатите (Jolivet и др., 2009), что не позволяет построить непрерывный тренд остывания пород от высокотемпературного этапа кристаллизации (>900 $^{\circ}$C) до времени их эксгумации. Широкое развитие в породах комплекса минералов термохронометров и геохронометров открывает уникальную возможность применить для этой территории комплексное мультисистемное изотопное датирование. Нами было использовано U-Pb датирование апатита, граната (андрадит) и титанита, а также рамановское датирование циркона, что позволило дополнить историю остывания пород массивов (Табл. 1).

Таблица 1. Сводная таблица результатов датирования и температур закрытий минералов геохронометров и термохронометров.

Минерал	**Метод**	**Возраст, млн лет**		**Температура закрытия, °C**	**По данным**
		Марковский	*Эскольский*		
Титанит	U–Pb LA-ICP-MS	308±2	325±3	550-650	Schoene и Bowring, 2007
Апатит		245±6	239±8	450-550	
Гранат		299±3	303±4	500-600	Настоящая работа
Циркон	Raman ($Г_{ER}$, $Г_3$)	56	47	260-310	Härtel и др., 2021
		80	65	330-370	

U-Pb возрасты, полученные по гранату и титаниту, а также ранее опубликованные данные по циркону (Михеев и др., 2025), совпадающие в пределах аналитической погрешности, указывают на быстрое остывание пород сразу после кристаллизации. Это не позволяет высокотемпературным геохронометрам зафиксировать этапы поднятия, отличные от времени внедрения. Несколько омоложенный U–Pb возраст апатита (≈242 млн лет) одинаков для обоих массивов, что, вероятно, может быть связано с раннетриасовым эпизодом воздымания территории.

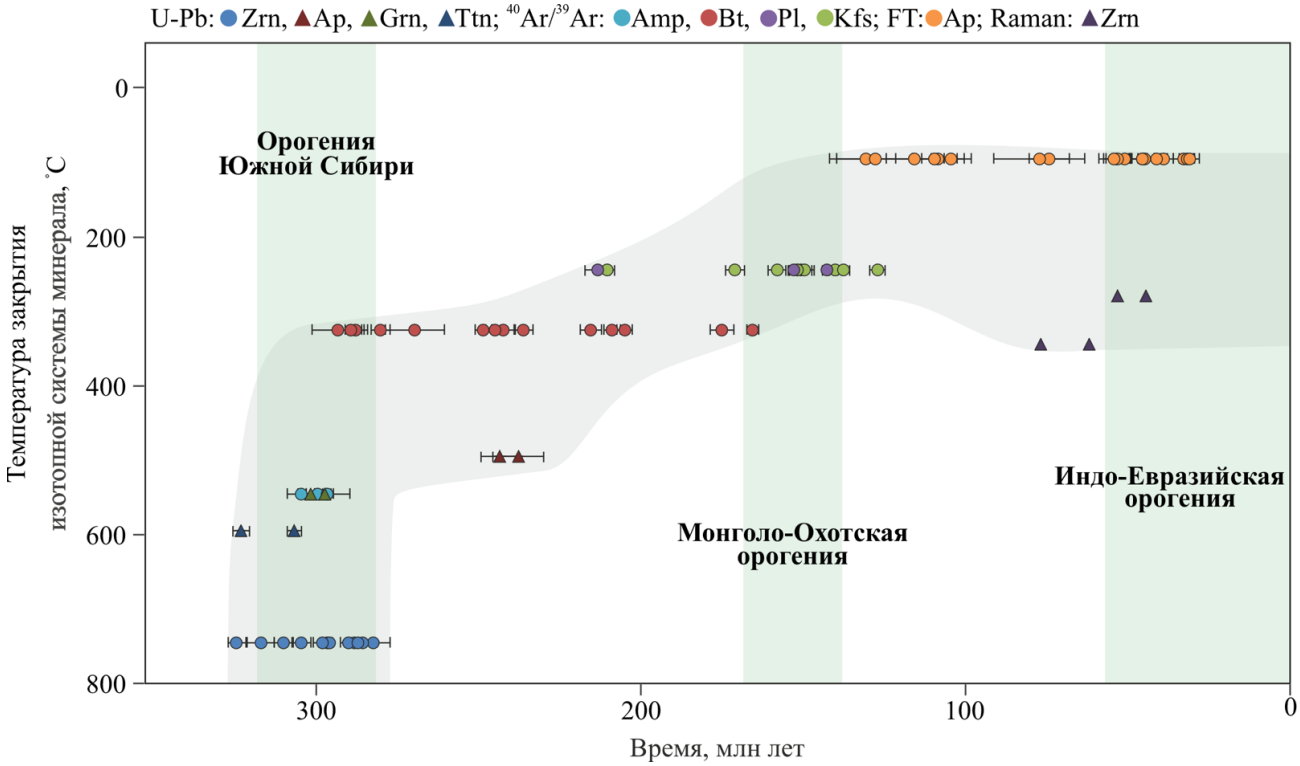


Рис. 1. Термохронологическая диаграмма эволюции пород АВБ для полуострова Святой Нос, Чивыркуйского залива и восточного берега оз. Байкал, по данным (Травин и др., 2023).

Методика рамановского датирования циркона основана на зависимости степени радиационных повреждений решетки от накопленной α-дозы (Dα). Степень повреждения решетки циркона находит количественное отражение в характеристиках рамановских спектров, в частности, в положении пика 356 $см^{-1}$ ($Г_{ER}$), 1008 $см^{-1}$ ($Г_3$) и др. Когда происходит отжиг дефектов, положение пиков смещаются в сторону более высоких волновых чисел, в сторону положений пиков упорядоченного циркона. Ранее экспериментально показано, что разные полосы внешних колебательных мод отжигаются с разной скоростью (Härtel и др., 2021; Ginster и др., 2019). Это открывает возможность политермального рамановского датирования по нескольким полосам. Рассчитанный рамановский средневзвешенный возраст («Raman weighted mean date» (Härtel и др., 2021)) для $Г_{ER}$, $Г_3$ составил 56, 80 млн лет для

Марковского и 47, 65 млн лет для Эскольского массивов соответственно. Значения возрастов, полученные по пику $Г_{ER}$, совпадают с трековым возрастом апатита (48-56 млн лет) для образцов гранитов, отобранных на трех участках Баргузинского хребта (Jolivet и др., 2009), что указывает на общую термическую историю. Трековые датировки интерпретировались как эпизод воздымания, связанный с началом Байкальского рифтогенеза (Jolivet и др., 2009). Возрасты по пику $Г_3$ отражают период характеризующейся низкой интенсивностью тектонических процессов и согласуются с результатами трекового датирования, полученными для гранитов из Западного Прибайкалья (Van der Beek и др., 1996).

На рис. 1 представлена дополненная термохронологическая диаграмма эволюции пород АВБ для полуострова Святой Нос, Чивыркуйского залива и восточного берега оз. Байкал, по данным (Травин и др., 2023).

Исследование выполнено за счет гранта Российского научного фонда 25-77-30006 в ЦКП «Геодинамика и геохронология» ИЗК СО РАН.

Список литературы

1. Травин А. В., Буслов М. М., Бишаев Ю. А., Цыганков А. А., Михеев Е. И. Тектонотермическая эволюция Забайкалья в позднем палеозое-кайнозое: термохронология Ангаро-Витимского гранитоидного батолита // Геология и геофизика. 2023. Т. 64. № 9. С. 1303–1317. doi: 10.15372/GIG2023123.
2. Ginster U., Reiners P. W., Nasdala L., Chutimun C. N., 2019. Annealing kinetics of radiation damage in zircon. Geochim. Cosmochim. Acta 249, p. 225–246.
3. Mikheev E., Travin A., Mekhonoshin A., Shelepov Y., Kruk N., Tsygankov A., Moroz E., 2025. Age of Formation of Svyatonosites of the Svyatoi Nos Peninsula, Lake Baikal (U/Pb and 40Ar/39Ar Data). Doklady Earth Sciences. 521. doi: 10.1134/S1028334X24604425.
4. Härtel B., Jonckheere R., Wauschkuhn B., Hofmann M., Frölich S., Ratschbacher L., 2021. Zircon Raman dating: Age equation and calibration. Chemical Geology. T. 579.
5. Härtel B., Jonckheere R., Wauschkuhn B., Ratschbacher L., et al., 2021. The closure temperature(s) of zircon Raman dating. Geochronology 3, 259–272. doi:10.5194/gchron-3-259-2021.
6. Jolivet M., Boisgrollier T., Petit C., Fournier M., Sankov, V. A., Ringenbach J. C., Byzov L., Miroshnichenko A. I., Kovalenko S. N., Anisimova S. V., 2009. How old is the Baikal Rift Zone? Insights from apatite fission track thermochronology. Tectonics 28. C. 3008, doi: 10.1029/2008TC002404.
7. Schoene B. & Bowring S. A. 2007. Determining accurate temperature–time paths from U–Pb thermochronology: An example from the Kaapvaal craton, southern Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta, 71, p. 165-185
8. Van der Beek, Delvaux P. D., Andriessen P. A. M., Levi K. G., 1996. Early Cretaceous denudation related to convergent tectonics in the Baikal region, SE Siberia. J. Geol. Soc. V. 153, p. 515–523. doi:10.1144/gsjgs.153.4.0515.
9. Yarmolyuk V. V., Budnikov S. V., Kovalenko V. I., Antipin V. S., Goregliad A. V., Salnikova E. B., Kotov A. B., Kozakov I. K., Kovach V. P., Yakovleva S. Z., Berezhnaya N. G., 1997. The formation of the Angara-Vitim batholith: Geochronology and geodynamic setting. Petrologiya. 5, p. 451-466.

Дайково-жильная фация тервуского магматического комплекса в Северном Приладожье

Глушкина В.И.[1, 2]*, Балтыбаев Ш.К.[1, 2]

1 Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, glush.wal@mail.ru
2 Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле

Введение. В Северном Приладожье широко распространены гранитоидные комплексы раннепротерозойского возраста, связанные с разными стадиями развития Свекофеннского орогена (Ладожская…, 2020). Одним из них является тервуский магматический комплекс. Предполагается, что на позднеорогенном этапе надвигание свекофеннского блока на окраину Карельского кратона вызвало появление зон растяжения, в одну из которых произошло внедрение гранитов тервуского интрузивного комплекса. Наиболее крупные его интрузии – Тервуская и Пелтолская (Балтыбаев и др., 2023). С этими плутонами пространственно связаны многочисленные дайки и малые пластовые тела (рис. 1).

В тервуском гранитном комплексе спорадически встречаются в виде жильных и дайковых фаций породы с химическими составами от диоритов до гранитов. Однако детального изучения

этих дайково-жильных породных ассоциаций проведено не было, как и не было проверки их генетической связи между собой и с главным типом пород – гранитами, составляющими основу указанного комплекса. В данной работе освещаются предварительные результаты изучения пород жильной и дайковой фации тервуского комплекса, которые пространственно и, предположительно, генетически связаны с гранитами его главной фазы внедрения.

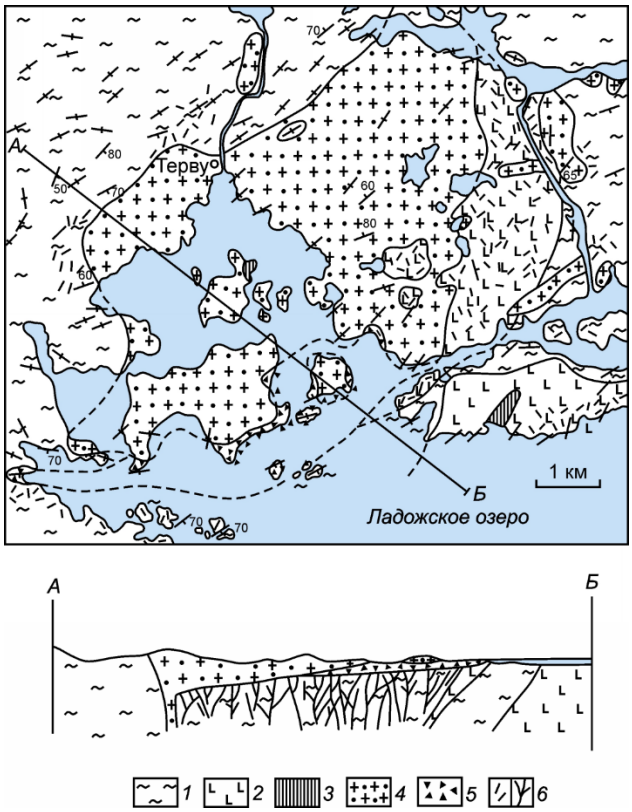


Рис. 1. Геологическая схема строения Тервуской интрузии. 1 – гнейсы, 2 – диориты, 3 – мафиты, 4 – тервуские граниты, 5 – брекчии, 6 – дайково-жильная фация.

Петрографические особенности пород дайково-жильной фации. Породы дайково-жильной фации тервуского комплекса имеют состав от диоритов до гранитов. Первичные гипидиоморфнозернистые или порфировидные структуры пород изменены наложенными метаморфическими процессами, выраженными в развитии бластокатакластических структур, регрануляции зерен кварца и интенсивной мусковитизации биотита и полевых шпатов.

Граниты и гранодиориты жильной фации часто имеют порфировидную структуру, в которой порфировые вкрапленники представлены крупными таблитчатыми кристаллами калиевого полевого шпата или кислого плагиоклаза. Содержание кварца в кислых породах составляет от 25 до 30%, калиевого полевого шпата – от 10 до 50%, плагиоклаза – от 5 до 40%, биотита – около 10%.

Породы среднего состава – кварцевые диориты – имеют гипидиоморфнозернистую структуру. В них преобладает средний плагиоклаз (50–60%). Калиевый полевой шпат и кварц присутствуют в количествах от 10 до 15%. Темноцветные минералы представлены либо только биотитом (до 20%), либо биотитом (10–15%) и роговой обманкой (до 5%).

Акцессорные минералы в породах дайково-жильной фации представлены апатитом, цирконом и рудными минералами, вторичные – мусковитом и хлоритом, по полевым шпатам развивается серицит.

Петрохимические особенности и условия формирования. В породах дайково-жильной фации содержание SiO_2 варьирует от 57 до 71 масс.% при суммарном содержании щелочей от 5.0 до 8.8 масс.% с доминированием Na_2O над K_2O. Все породы этой фации относятся к магнезиальной серии и образуют щелочно-известковый и известково-щелочной тренды, а по индексу ASI в большинстве соответствуют пералюминиевым гранитоидам. Такие

же петрохимические параметры имеют граниты, представляющие главную фазу внедрения данного магматического комплекса.

Термодинамическое моделирование фракционной кристаллизации с использованием программы rhyolite-MELTS 1.2.0 (Ghiorso, Sack, 1995). При моделировании эволюции магмы в качестве начальных составов расплава принимались известные реальные составы пород дайково-жильной фации и поочередно тестировались составы от средних (предположительно, наиболее близких к примитивному исходному составу расплава) к кислым. Также тестировались такие важные параметры, как содержание воды в расплаве, количество свободного кислорода (фугитивности), и режим давления в магматической камере.

Дифференциация расплава в модели описывается фракционированием шпинели, ильменита, орто- и клинопироксена, граната и плагиоклаза. Температура начала кристаллизации минералов колеблется в диапазоне от 1050 до 1150°С.

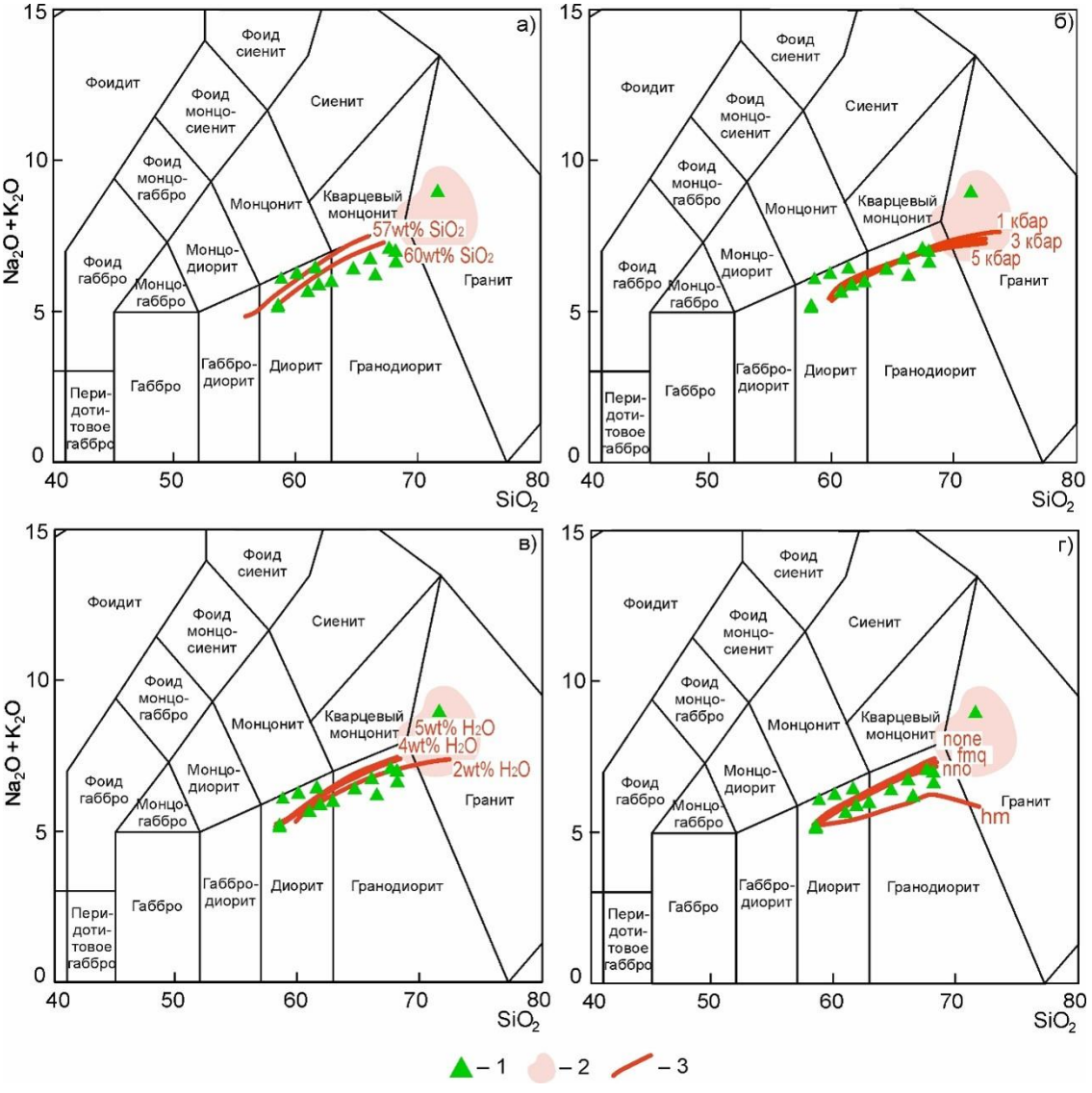


Рис. 2. TAS диаграммы с расчетными трендами эволюции остаточного расплава. Линиями показана эволюция составов: а) с различным содержанием SiO_2 в исходном расплаве при 4 кбар, 5 масс.% H2O; б) при смене барического режима в магматической камере для расплава с 60 масс.% SiO_2 и 2 масс.% H_2O; в) при разной флюидонасыщенности расплава с 60 масс.% SiO_2 при 3 кбар; г) при изменении фугитивности кислорода для расплава с 60 масс.% SiO_2 и 4 масс.% H_2O при 3 кбар; кислородные буферы: none – отсутствует, fmq – фаялит-магнетит-кварцевый, nno – Ni-NiO, hm – гематит-магнетитовый. 1 – составы пород дайково-жильной фации; 2 – составы пород тервуского массива; 3 – тренды эволюции составов остаточных расплавов.

Наиболее близко аппроксимируют облако точек реальных составов пород модельные исходные расплавы диоритового состава с содержанием кремнезема 60 масс.% (рис. 2а).

Положение линии эволюции состава остаточного расплава практически не зависит от давления (рис. 2б). Изменение барического режима лишь незначительно влияет на температуру начала кристаллизации минералов.

Флюидонасыщенность так же мало влияет на тренд эволюции расплава. С повышением содержания воды наблюдается чуть более быстрое накопление щелочей в остаточном расплаве (рис. 2в).

При моделировании минералообразования было установлено, что при фугитивности кислорода, соответствующей буферам NNO и FMQ положение линий эволюции совпадает. При повышении фугитивности кислорода до уровня буфера HM модельный тренд эволюции расплава выполаживается и плохо описывает облако точек реальных составов пород (рис 2.г).

В целом, термодинамические расчеты указывают на возможность формирования пород дайково-жильной фации при фракционной кристаллизации единого расплава при давлении в магматической камере 2–4 кбар и содержании воды 3–6 масс.%. Фугитивность кислорода при кристаллизации пород была на уровне буфера «кварц-фаялит-магнетит» или выше.

Выводы. Близость вещественного состава пород дайково-жильной фации с гранитами главной фазы внедрения тервуского комплекса, их близкий изотопный возраст, а также одинаковая степень метаморфических и деформационных преобразований, позволяет рассматривать породы фации как синплутонические образования.

Породы дайково-жильной фации и граниты главной фазы внедрения тервуского комплекса могут быть образованы из одного источника, что подтверждается термодинамическим моделированием фракционной кристаллизации пород из единой родительской магмы.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б., Петракова М.Е., Вивдич Э.С. Позднеорогенные гранитоиды в Тервуской агматитовой зоне в юго-восточной части Свекофеннского пояса (Северное Приладожье, Россия) // Доклады АН. 2023. Т. 511. № 2. С. 72–80. doi: 10.31857/S2686739723600546
2. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения)/ Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2020. 435 с.
3. Ghiorso M.S., Sack R.O. Chemical Mass Transfer in Magmatic Processes. IV. A Revised and Internally Consistent Thermodynamic Model for the Interpolation and Extrapolation of Liquid-Solid Equilibria in Magmatic Systems at Elevated Temperatures and Pressures // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. Vol. 119. P. 197–212.

Шеелит-ферберит-штольцитсодержащие метасоматиты в выборгитах Салминского батолита: геохимические и минералогические особенности, оценка условий образования.

Горева А.А.[1], Конышев А.А.[1,2], Абрамова В.Д.[3], Ковальская Т.Н.[2], Голунова М.А.[2,3]

[1]Институт Геологии Карельского Научного центра РАН, г. Петрозаводск, i@agoreva.ru
[2]Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, г. Черноголовка
[3]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, г. Москва

Введение. В Питкярантском рудном районе существует множество рудных Sn-Fe-полиметалл-редкометалльных объектов: исторические рудники, разрабатываемые в 19-начале 20 века, рудопроявления и месторождения, поставленные на баланс (Хопунлампи, Кительское). Упомянутые выше рудные объекты района связаны с горизонтами метакарбонатов Сортавальской серии (людиковий) по которым развиваются скарны и апоскарновые грейзены. Среди геологов нет однозначного ответа на вопрос связи их генезиса с конкретными рудно-магматическими системами. Наиболее современный обзор по данной

теме дается в работе (Ларин, 2011). Предполагается, что основной объем рудного вещества был привнесен во время становления Салминского анортозит-рапакивигранитного комплекса (АРГК). Однако, становление данного комплекса пород происходило за счет дискретных магматических импульсов (Amelin et al., 1997), которые, в свою очередь, могли генерировать поток связанных с ними флюидов, участвующих в транспорте рудного вещества. Проведенные ранее работы по определению изотопного возраста рудного вещества (Re-Os по молибдену) из рудных объектов Питкярантского района показали, в том числе, и события, происходившие до внедрения пород Салминского АРГК (Ларин, 2011) (Sundblad, 1991) и несколько более поздние, приближающиеся по возрасту с временем внедрения Валаамского силла габбро-долеритов 1459 ± 3 млн. лет назад (Rämö et al., 2001) – последнему магматическому событию в регионе. Поэтому, обнаружение жильных образований, связанных с конкретными рудно-магматическими системами может пролить свет на их участие в формировании рудных объектов, расположенных в непосредственной близости.

Цель. Характеристика минеральных и геохимических особенностей изучаемых жильных образований и оценка их физико-химических условий образования.

Методика. В работе использовались: алмазная дисковая пила для отрезания жильных образований; рентгено флуоресцентный спектрометр ARL ADVANT"X (ИГ КарНЦ РАН) для определения макрокомпонентного состава каменного материала; квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой Thermo Scientific XSeries 2 (ИГ КарНЦ РАН) для определения микрокомпонентного состава каменного материала; оптическая микроскопия (проходящий и отраженный свет, ИГ КарНЦ РАН) для петролого-минералогического описания пород; сканирующая электронная микроскопия KYKY-EM 6900L с энергодисперсионным и монохромным катодолюминесцентным детекторами (ИГ КарНЦ РАН) для получения информации о локальных составах минеральных фаз и их зональности; термоячейка «Linkam» THMSG 600 для исследования флюидных включений (ИЭМ РАН); УФ люминесценция (265 нм, фильтр ZWB3) для поиска шеелита (ИГ КарНЦ РАН); лазерная абляция ESI NWR213 (Тип лазера Nd:YAG), подключенная к квадрупольному масс-спектрометру с индуктивно связанной плазмой Thermo X-Series II (ИГЕМ РАН) для получения локального микроэлементного состава минералов.

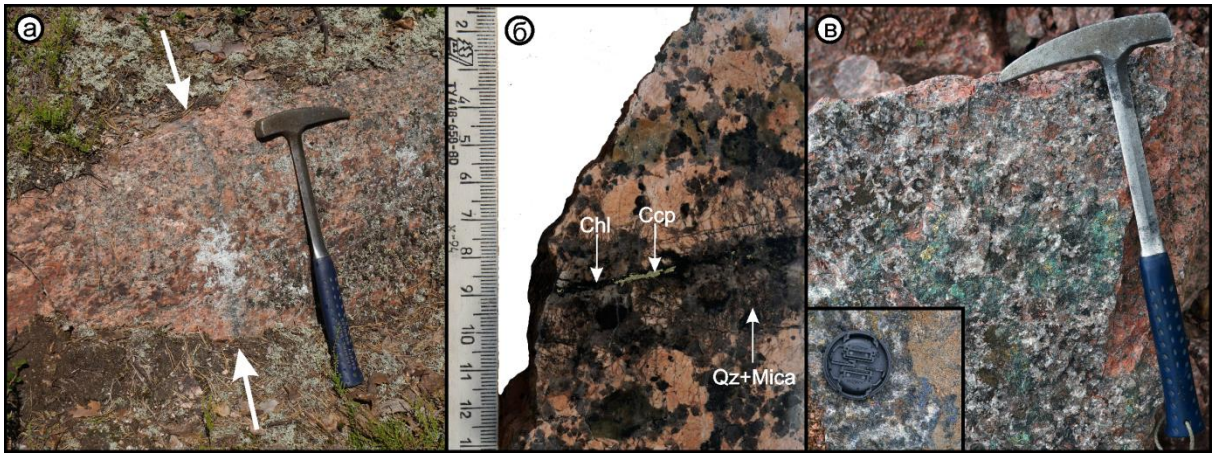


Рис. 1. Исследуемые кварц-мусковит-хлоритовые жильные образования. а – в коренном обнажении, б – в разрезе, в – свежий скол вдоль данного жильного образования.

Геологическая позиция исследуемого объекта. Изучаемые жильные образования развиты по выборгитам Салминского АРГК расположенным в 5 км к востоку от г. Питкяранта. Представлены кварц-мусковитовыми метасоматитами с центральной частью выполненной хлоритом. Зона окварцевания с замещением исходных полевых шпатов – до первых сантиметров в поперечнике, выражена на выветрелой поверхности в виде серых полос (рис. 1 а). В центральной, преимущественно хлоритовой части большое распространение имеет

халькопирит (рис. 1 б), в меньшей степени W-содержащие минералы: шеелит, ферберит, штольцит. За счет халькопирита развиваются вторичные минералы меди: малахит, азурит, борнит. (рис. 1 в).

В зоне окварцевания также присутствует редкая вкрапленность сфалерита, галенита, пирита и молибденита. В центральных частях жильных образованиях также обнаружены: флюорит, гидроциркон и рутил с примесями до 4.7 мас% Nb и до 6.7 мас% W.

Геохимические особенности метасоматитов. Для изучения спектра элементов привносимых данной гидротермальной системой был исследован микроэлементный состав жильных образований методом ICP-MS. Так как четко отделить зону окварцевания от породы невозможно, вмещающая порода также захватывалась, поэтому количественно эти данные малоинформативны. Однако, при нормировании на состав вмещающей породы можно получить спектр привносимых элементов, который представлен на рис. 2.

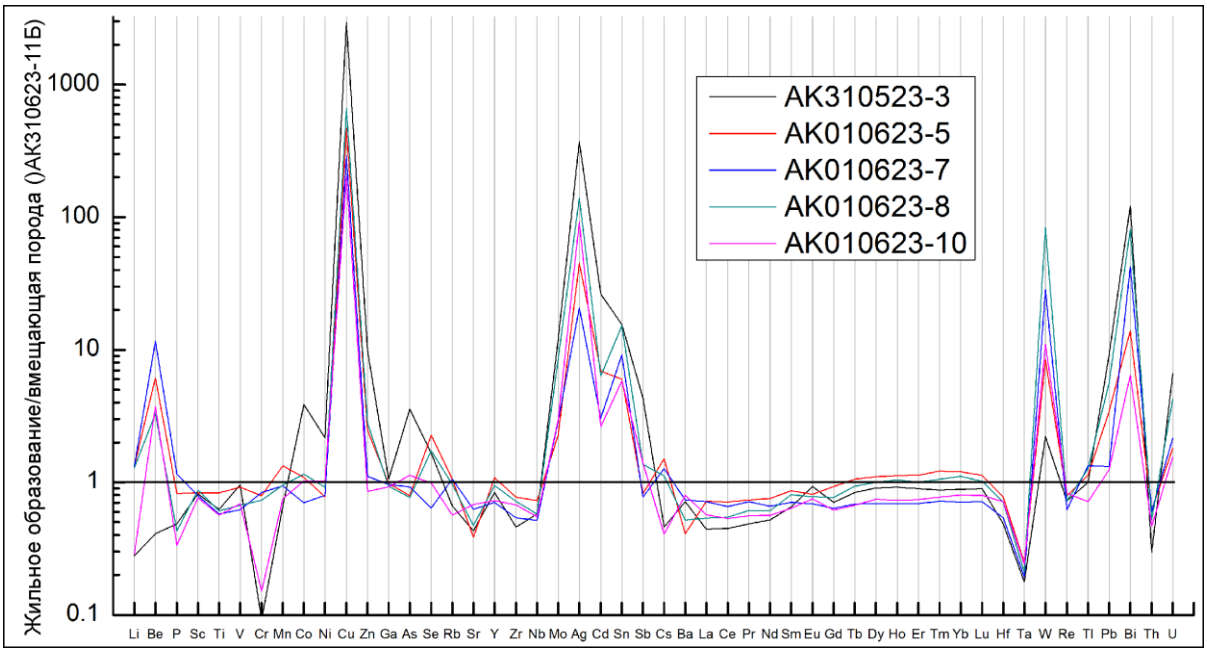


Рис. 2 Спектры микроэлементов жильных образований, нормированные на состав вмещающей породы (выборгиты).

На рис. 2 наблюдается обогащение жильных зон по: Be, Cu, Mo, Ag, Cd, Sn, W, Pb, Bi, U. Наиболее интенсивно это проявлено для Cu, Ag, Bi и W. Менее явно проявлено обогащение (не для всех образцов) по: Li, Co, Ni, Zn, As, Se, Cs. Наблюдается сильный вынос Ta, Th, в некоторых пробах Cr.

Исследование газово-жидких включений. Исследовались первичные включения в новообразованном кварце из зоны окварцевания. Газово-жидкие включения из него представлены водно-солевыми разностями. Начальная температура плавления включений изменяется от -41 до -36°C, что указывает на присутствие в растворе $MgCl_2$, NaCl, KCl или Na-K карбонатные растворы с $FeCl_2$. Конечная температура плавления изменяется в пределах от -12.3°C до -2.2°C, что соответствует концентрациям 16.24–3.71 мас.% NaCl экв. (обр. АК010623-7_2), от -13.1°C до -1.7°C (16.89 до 2.9 мас.% NaCl экв. соответственно) (АК010623-8_2), от -14.1°C до -1.6°C, что соответствует 17.79 до 2.74 мас.% NaCl (АК010623-5_4), от -10.2°C до – 1.6°C (14.04 до 2.74 мас.% NaCl соответственно) (АК010623-5_2).

Оценка температуры образования хлорита. Все исследованные хлориты представлены экстремально железистым шамозитом с низким содержанием Mg. По хлоритовому термометру (Cathelineau, 1988), было определено, что все исследованные составы (10 точек измерения) соответствуют температурам от 273 до 367 ºC. Данный

термометр не учитывает разновалентное железо, так как с помощью ЭДС спектрометра определяется его валовое количество. Термометр откалиброван для диапазона 150-300 ºС, допускается его применение для более высоких температур до 350 ºС, однако достоверность полученных значений ниже.

Шеелит-ферберит-штольцитовые агрегаты. Главной особенностью является образование зернистых агрегатов с общей внешней границей, при этом выделения штольцита имеют подчиненны характер или вторичны (рис. 3).

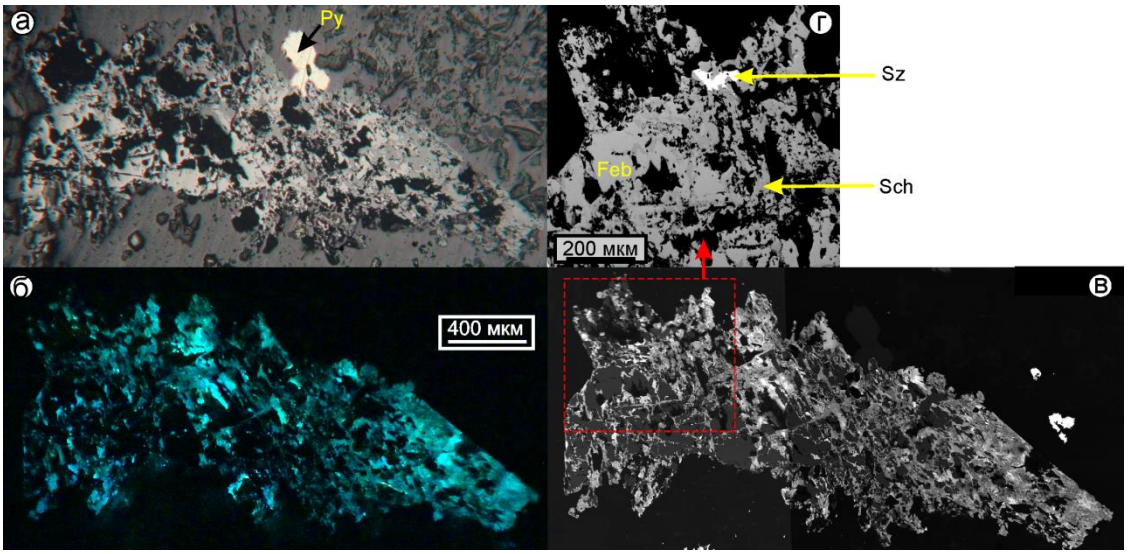


Рис. 3. Шеелит-ферберит-штольцитовый агрегат. а – отраженный свет, б – УФ люминесценция, в – катодолюминесценция, г – изображение в BSE.

Исследование микроэлементного состава шеелита. В двух шеелит-содержащих образованиях из АК010623-8 был исследован микроэлементный состав шеелита методом LA-ICP-MS путем прожига в точке, где позволяли размеры зерен и по линии. Исследованный шеелит содержит высокие содержания HFSE и LILE: Nb от первых сотен ppm до 5700; Ta от первых ppm до 460; Th до 98 ppm, U – десятки и первые сотни ppm (до 147). Обнаружение урана делает шеелит пригодным для датирования U-Pb методом. Однако, развитие вторичного штольцита может оказать негативное воздействие на результат – в некоторых точках анализа содержание Pb достигает величин от первых тысяч до первых десятков тысяч ppm.

Характеристика Sr/Mo отношения в изученных образцах и из некоторых шеелитсодержащих объектов Карелии из (Горева и др., 2026) представлены на рис. 4. Исследованный шеелит попадает главным образом в область кварцевых и Sn-W жил по (Miranda et al., 2022). Eu/Eu* в исследованном шеелите менее 1 (0.13 – 0.5) являются показателем окислительных условий, при этом содержания Mo довольно низки (первые ppm – первые десятки, один единичный анализ 107ppm). Также отмечается повышенное содержание по сравнению с шеелитами (Горева и др., 2026) Cu, Sn, Rb, Bi, REE.

Заключение. Изученные метасоматиты харктеризуются повышенным содержанием Be, Cu, Mo, Ag, Cd, Sn, W, Pb, Bi, U по сравнению с вмещающими породами. Они формировались из водно-солевого флюида различной солености (изменение состава во времени, пульсация?) в области около 300 ºС и выше (предварительные оценки). Шеелит характеризуется сильным разбросом значений содержания микроэлементов, что вероятно, обусловлено совместным соосаждением с другими W-содержащими фазами и тонкой зональностью. Окислительные условия по Eu/Eu* – умеренно окисленные. Обнаружение высоких содержаний U в шеелите делает возможным использовать его для датирования существования данной рудной-магматической системы.

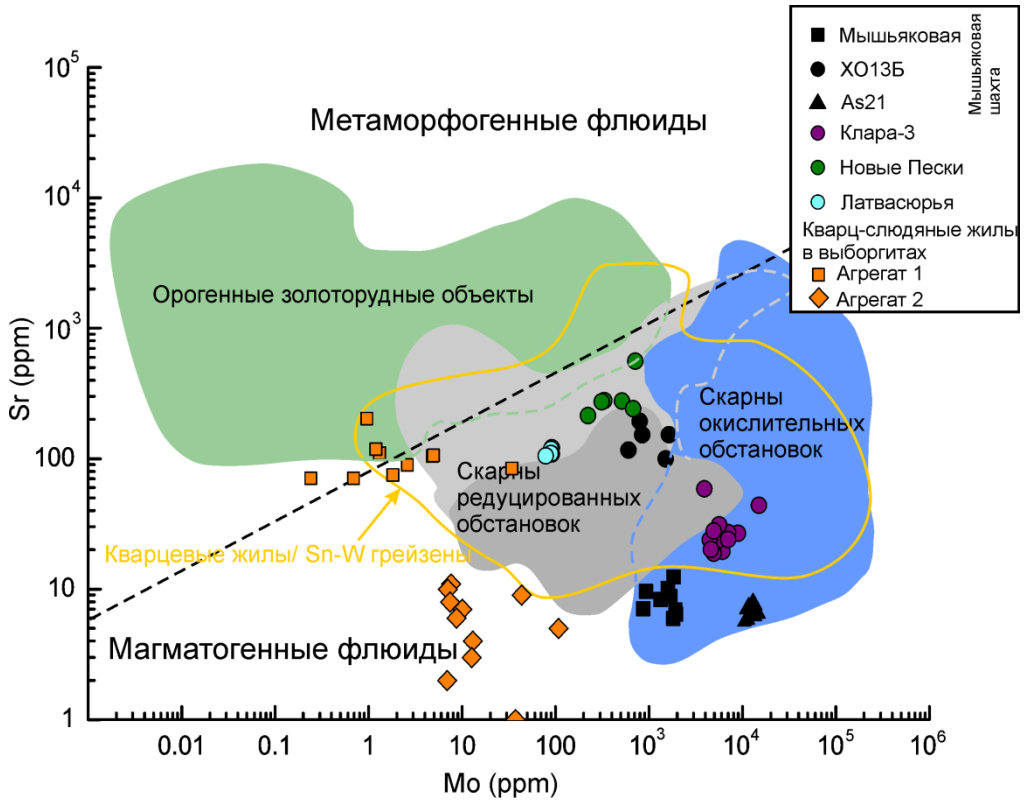


Рис. 4. Распределение Mo-Sr в шеелитах. Сопоставление с данными (Miranda et al., 2022) – поля и с (Горева и др., 2026) – точки.

Работа выполнена в рамках госзадания института Геологии КарНЦ РАН, FMEN-2023-0005.

Список литературы.

1. Ларин А. М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб: Наука, 2011. 402 с.
2. Горева А.А., Конышев А.А., Иващенко В.И., Абрамова В.Д. Геохимические особенности шеелита из докембрийских рудных объектов Южной Карелии // XXIII Ферсмановская сессия, ГИ КНЦ РАН, г. Апатиты, 6-7 апреля 2026.
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. p.353–368. DOI: 10.1007/s004100050285
4. Cathelineau, M. Cation Site Occupancy in Chlorites and Illites as a Function of Temperature // Clay Minerals. 1988. 23. p.471-485. DOI:10.1180/claymin.1988.023.4.13
5. Miranda A.C.R., Beaudoin G., Rottier B. Scheelite chemistry from skarn systems: implications for ore‐forming processes and mineral exploration // Mineralium Deposita, 2022, 57:1469–1497. DOI:10.1007/s00126-022-01118-y
6. Rämö, O. T., Mänttäri, I., Vaasjoki, M., Upton, B., & Sviridenko, L. Age and significance of Mesoproterozoic CFB magmatism, lake Ladoga region, NW Russia // EUG XI (European Union of Geosciences). Journal of Conference Abstracts: Strasbourg, France, 2001. Vol. 6. p.139.
7. Sundblad, K. Lead isotopic evidence for the origin of 1.8-1.4 Ga ores and granitoids in the southeastern part of the Fennoscandian Shield // Ore Geology Reviews. 1991. 6(2-3). p.165-181.

Петрология метабазитов острова Поньгома, Беломорский подвижный пояс

Григорьева В.М.[1], Перчук А.Л.[1, 2], Козловский В.М.[3], Зиновьева Н.Г.[1]

[1] Геологический факультет Московского государственного университета, griva02@gmail.com
[2] Институт экспериментальной минералогии РАН
[3] Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН

Беломорский подвижный пояс (БПП) представляет собой один из ключевых объектов для изучения раннедокембрийских процессов, протекавших в зоне конвергенции литосферных плит. Наиболее детально в его пределах исследованы участки

высокобарического метаморфизма, в том числе Гридино и Салма (Слабунов и др., 2019; Balagansky et al., 2024), тогда как ряд других участков изучен существенно слабее. К ним относится участок Поньгома, включающий в себя архейские и раннепротерозойские гранитоиды и их метаморфическое обрамление, в том числе метаморфизованные породы малых интрузивных тел (Козловский, 2020).

В данной работе представлены результаты детального петрологического исследования трех образцов метабазитов из участка Поньгома: коронитового габбронорита, пятнистого гранулита и амфиболизированного гранулита. Образцы коронитового габбронорита и амфиболизированного гранулита отобраны из соседних небольших тел на острове вблизи о. Поньгома, пятнистый гранулит – из интрузивного тела непосредственно на о. Поньгома.

Коронитовый габбронорит имеет массивную текстуру и среднемелкозернистую, гипидиоморфнозернистую, коронарную структуру. Порода сложена магматическими плагиоклазом, клинопироксеном и ортопироксеном, в пироксенах развиты структуры распада твердого раствора. Метаморфические преобразования локализованы главным образом на контактах плагиоклаза с пироксенами, где образуются реакционные каймы, сложенные пойкилитовым гранатом и/или амфиболом; в их составе также присутствует кварц, местами – биотит.

Пятнистый гранулит имеет пятнистую текстуру и мелкозернистую, гранобластовую структуру. В породе преобладают безгранатовые участки, сложенные преимущественно плагиоклазом, клино- и ортопироксеном и амфиболом, причем последний является более ранним реликтовым минералом, по которому формируется двупироксен-плагиоклазовый парагенезис. Характерной особенностью являются многочисленные округлые пятна розоватого цвета размером 1-1.5 см, в которых доминируют пойкилитовые зерна граната, сосуществующие с клинопироксеном, плагиоклазом и кварцем, при этом в пределах пятен отсутствуют амфибол и ортопироксен. Границы пятен размытые.

Амфиболизированный гранулит имеет массивную текстуру и гранобластовую структуру. В породе преобладают гранат, клинопироксен, плагиоклаз и кварц, при этом амфибол в ассоциации с плагиоклазом и кварцем слагают отдельные скопления.

В валовых составах пород в ряду коронитовый габбронорит-пятнистый гранулит-амфиболизированный гранулит снижается магнезиальность и растет содержание титана. В соответствии с этим изменяются составы породообразующих минералов. В коронитовом габбронорите пироксены, гранат и амфибол наиболее магнезиальные, тогда как в гранулитах составы более железистые. Также наблюдаются отличия в составах плагиоклазов: в коронитовом габбронорите преобладают лабрадор и андезин, в пятнистом гранулите – андезин, в амфиболизированном гранулите – олигоклаз.

Стоит отметить, что неоднородность пятнистого гранулита проявляется и на уровне локального валового состава. По сравнению с безгранатовой матрицей гранатовые пятна характеризуются более высоким содержанием SiO_2 и пониженными содержаниями Al_2O_3 и Na_2O.

С помощью минеральной геотермобарометрии (использовались Cpx-Opx, Grt-Amp, Grt-Cpx, Amp-Pl термометры и Grt-Amp-Pl-Q, Grt-Cpx-Pl-Q, Amp-Pl барометры) определены P-T условия формирования пород. Магматический этап для друзита, установленный по реинтегрированным с учетом ламелей составам пироксенов, отвечает температуре 1050-1070°C. Стадия охлаждения установлена в нем по составам пироксенов на контактах зерен и соответствует 830-850°C, давление не определено. Коронарные структуры в коронитовом габбронорите дают P-T условия 550-650°C и 6-9 кбар. Для безгранатовой зоны пятнистого гранулита устанавливается температура 780-810°C (давление не определено), в то время как пятна фиксируют более низкие температуры – 630-700°C при ~9 кбар. Условия образования

амфиболизированного гранулита отвечают ~610°С для гранат-клинопироксенового парагенезиса и ~680°С для амфиболового при близком давлении в 8 кбар.

Полученные данные показывают, что метабазиты участка Поньгома различаются как исходным валовым составом, так и степенью сохранности ранних высокотемпературных парагенезисов. В наиболее магнезиальном коронитовом габбронорите сохраняются магматические структуры и первичные магматические минералы, тогда как наложенные метаморфические преобразования локализованы преимущественно в реакционных коронах. Пятнистый гранулит характеризуется пространственно неоднородной метаморфической переработкой и сохранением реликтового амфибола, при этом формирование гранатовых пятен сопровождалось, по-видимому, локальным изменением состава, либо происходило по зонам, первично отличавшимся по составу. В наиболее железистом амфиболизированном гранулите фиксируется неоднородная амфиболизация более раннего парагенезиса.

На основе установленных Р-Т параметров можно заключить, что после внедрения и охлаждения расплавов породы участка Поньгомы были вовлечены в тектонический процесс погружения или утолщения континентальной коры, в ходе которого породы были метаморфизованы в условиях амфиболитовой и гранулитовой фаций. Важно подчеркнуть, что, в отличие от метагабброидов участков Гридино, Салма, Куру-Ваара и др., породы о. Поньгома не достигли на пике метаморфизма Р-Т условий эклогитовой фации. Это может указывать на принадлежность исследуемого участка к иному тектоническому фрагменту БПП.

Список литературы

1. Козловский В.М. Геология и метаморфизм метабазитов в зонах пластического течения Беломорского подвижного пояса Северной Карелии: дис. … д-ра геол.-мин. наук 25.00.04. М.: ИГЕМ РАН, 2020. 550 с.
2. Слабунов А.И., Щипанский А.А., Степанов В.С., Бабарина И.И. Реликт мезоархейской океанической литосферы в структуре Беломорской провинции Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2019. № 2. С. 46-71.
3. Balagansky V.V., Maksimov O.A., Gorbunov I.A. et al. Early Precambrian eclogites in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precambrian Research. 2024. V. 413. 107579.

Минеральные парагенезисы магматического и постмагматического этапов формирования пород куркиёкского эндербит-габброноритового комплекса Северного Приладожья

Григорьева С.Б.[1], Балтыбаев Ш.К.[1]

[1]*Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, s.grigr1902@gmail.com*

Введение. На территории Северного Приладожья породы эндербит-габброноритового комплекса хотя и изучаются с 1970-х годов, но детальных исследований их минеральных парагенезисов, стадийности минералообразования, было недостаточно. В данном сообщении анализируются минеральные парагенезисы, характерные для разных стадий эволюции пород куркиёкского комплекса, на основе минералого-петрографических, геохимических данных и методов термодинамического моделирования.

Краткая геологическая характеристика региона. Породы куркиёкского эндербит-габброноритового комплекса развиты в гранулитовом блоке Северного Приладожья (районы г. Лахденпохья и пос. Куркиеки) (рис.1.). Комплекс включает в себя ранние фазы внедрения (габбро, нориты, пироксениты) и поздние (породы диоритового, гранодиоритового, тоналитового составов, к которым относятся и эндербиты) (Ладожская…, 2020). Перечисленные породы объединены в один комплекс на основе их одновозрастности, постепенных переходов и общих черт минерального и химического состава (Саранчина, 1972). Вмещающими для них служат гнейсы лахденпохской серии, метаморфизованные в условиях от пиковой гранулитовой до эпидот-амфиболитовой фаций.

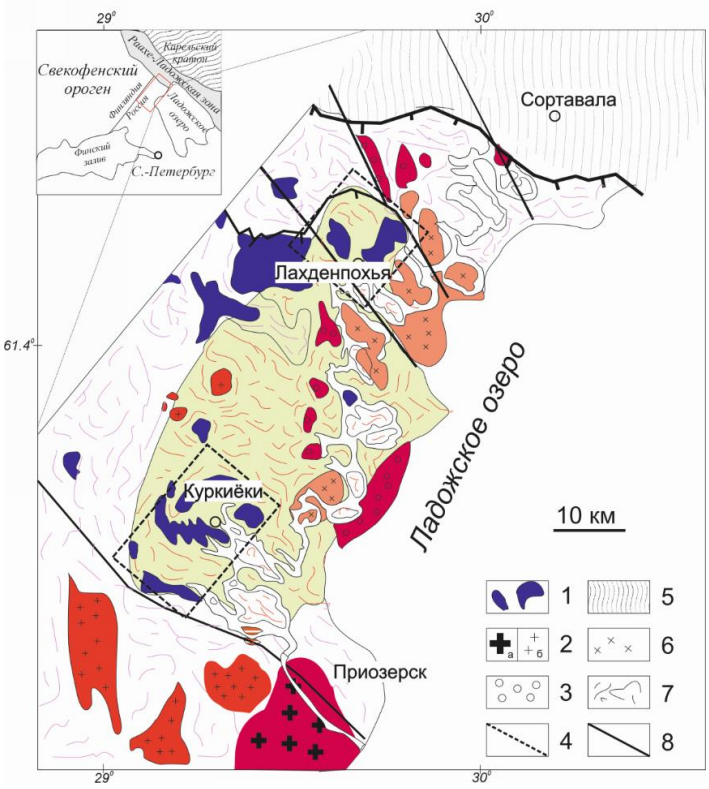


Рис.1. Схема строения юго-восточной части Свекофеннского орогена (по Ладожская…, 2020). 1 – эндербиты, габбро-нориты (1.89-1.88 млрд лет); 2 – граниты: (а) – граниты-рапакиви (1.65 млрд лет) (б) – калиевые порфировидные (1.87-1.85 млрд лет); 3 – диориты, плагиограниты, гранодиориты (1.89-1.86 млрд лет); 4 – районы работ; 5 – территория Северного домена; 6 – щелочные граниты (1.80 млрд лет); 7 – лахденпохская серия: гранат-биотитовые, гранат-ортопироксен-куммингтонитовые, высокоглиноземистые парагнейсы; 8 – разломы

Вещественная характеристика. По совокупности особенностей химических и модальных составов и их положению на TAS-диаграмме породы куркиёкского комплекса образуют петрохимический ряд от габбро (SiO_2 48.4–53.0 мас.%, ранние фазы внедрения) до гранодиоритов (SiO_2 63.0–69.5 мас.%, поздние фазы внедрения). Для обеих фаз внедрения характерно преобладание Na_2O над K_2O (Na_2O/K_2O = 1.1–5.5). Преимущественно породы комплекса относятся к магнезиальной серии, высоко- и умеренно глиноземистые (Frost et al., 2001). Главными минералами ранних фаз внедрения (габбро, норитов и др.) являются: $Pl_{50–82}$ (10–60%), *Cpx* (10–40%), *Opx* (10–50%), *Bt* (5–15%) ± *Amp* (до 10%). Выделяются переходные разновидности пород, относящиеся к диоритам и габбро-диоритам, в которых появляется кварц, возрастает количество биотита и амфибола. Породообразующие минералы поздних фаз внедрения (в т.ч. эндербитов): *Bt* (20–10%), $Pl_{30–50}$ (40–60%), *Qz* (15–25%), *Cpx* (1–10%), *Opx* (5–15%)±*Amp* (до 15-20%). Акцессорные минералы: ильменит, пирротин, апатит, рутил, магнетит, циркон. Типичные структуры пород куркиёкского комплекса: гипидиоморфнозернистые, неравномернозернистые (от средне- до крупнозернистых). Текстуры: массивные, пятнистые, такситовые. В наиболее измененных разностях первичные магматические структуры существенно преобразуются метаморфическими: гранобластовыми, пойкилобластовыми с ситовидными пироксенами и ориентированным расположением чешуек наложенного биотита, что придает им гнейсовидную текстуру.

Ряд минералов (*Bt, Amp, Ilm*) проявлен несколькими генерациями, что, в том числе, отражается на особенностях их химического состава. Магматический биотит ранних фаз внедрения наиболее магнезиальный (xMg 0.54–0.72) и высокотитанистый (TiO_2 3.6–5.9 мас.%), тогда как в поздних фазах его магнезиальность снижается (xMg 0.51–0.54). Метаморфический биотит в каймах замещения по пироксенам характеризуется xMg 0.50–0.51 и TiO_2 3.4–3.8 мас.%. Магматические амфиболы представлены магнезиальной роговой обманкой (TiO_2 1.2–1.5 мас.%), метаморфические разности – куммингтонитом, тремолитом и ретроградной роговой обманкой (TiO_2 0.3–1.0 мас.%), замещающими пироксены. Плагиоклаз варьирует по составу от битовнита ($Pl_{80–82}$) в ранних фазах до андезина ($Pl_{30–50}$) в поздних. В ретроградных каймах встречается олигоклаз ($Pl_{25–30}$). Для пироксенов характерны структуры распада

твердого раствора (*Opx* в *Cpx*, реже – наоборот). Магнезиальность пироксенов снижается от ранних фаз к поздним: *Opx* (xMg 0.48–0.58 → 0.46–0.50), *Cpx* (xMg 0.67–0.70 → 0.62–0.65).

Оценка *PT*-параметров минералообразования. Расчеты *PT*-параметров выполнены по сосуществующим минеральным парам (*Cpx–Opx, Bt–Opx, Hbl–Pl*) для постмагматических парагенезисов и на основе ликвидусных температур для магматических (по появлению первых фаз при кристаллизации их из расплава). Сводные *PT*-параметры приведены в таблице 1. Максимальные температуры постмагматического этапа были получены по центральным, незамещенным участкам зерен орто- и клинопироксена (*Cpx–Opx* термометр; Wells, 1977), а также по минеральным парам с первичным магматическим биотитом (*Bt–Opx* термометр; Sengupta et al., 1990), полученные параметры составили: T = 760–830°C, P = 4.5–6.6 кбар (*Cpx–Opx* барометр; Putirka, 2008). Для расчета параметров минимальных температур постмагматического минералообразования дополнительно использовались *Hbl–Pl* термометры (Holland, Blundy, 1994; Molina et al., 2021) и *Hbl–Pl* барометр (Molina et al., 2015). Выбирались составы метаморфической роговой обманки и контактирующего с ней плагиоклаза ($Pl_{38\text{-}63}$). Параллельно рассчитывались температуры по парам метаморфического биотита с краевыми, частично замещенными участками орто- и клинопироксена. Рассчитанные оценки укладываются в интервал T = 600–760°C, P = 2.0–6.3 кбар. Для участков, в которых амфибол представлен вторичными волокнистыми агрегатами, использовался мономинеральный амфиболовый барометр (Anderson, Smith, 1995; Mutch et al., 2016). Расчеты выполнены с соблюдением калибровочных ограничений. Отбирались кальциевые амфиболы с Ca ≥ 1.6 apfu, Si ≤ 7.5 apfu, xFe <0.65 и $Fe^{3+}/(Fe^{2+}+Fe^{3+})$ > 0.25, сосуществующие с $Pl_{25\text{-}30}$ (Anderson, Smith, 1995), а также использовались каймы зерен, равновесные с *Pl, Bt, Qz, Kfs, Ilm, Mag, Ap* (Mutch et al., 2016).

Таблица 1. Минеральные парагенезисы и PT-параметры разных этапов минералообразования в породах куркиёкского комплекса

Этап	Стадия	Минеральный парагенезис	*PT*-параметры
Магматический	Ранняя	$Pl_{50\text{-}82}$ ± Cpx, Opx	1200–1110°C, 6.5–4.0 кбар
	Средняя	$Pl_{50\text{-}69}$ + Cpx +Opx + Ilm_1	1125–970°C, 6.5–4.0 кбар
	Поздняя	$Pl_{30\text{-}50}$ + Cpx +Opx + Ilm_1+Bt_1 ± Amp_1+Qz	1010–850°C, 6.5–4.0 кбар
Постмагматический	Ранняя	$Pl_{30–50}$ + Opx + Cpx + Bt_2 ± Amp_2+Qz	830–760°C, 6.6–4.5 кбар
	Средняя	$Pl_{30–50}$ + Bt_2 + Amp_2 + Ilm_2+Qz ±Opx, Cpx, Kfs	760–690°C, 6.3–4.1 кбар
	Поздняя	$Pl_{25–30}$ + Bt_2 + Amp_2 + Ilm_2+Qz ± Kfs (без Cpx и Opx)	690–600°C, 3.5–2.0 кбар

Моделирование минералообразования. Петрографические данные о порядке высокотемпературной кристаллизации минералов из расплава и в области солидуса (постмагматический этап) проверены моделированием фракционной и равновесной кристаллизации в программе MAGEMin (Riel et al., 2022) по мере снижения температуры и давления (рис. 2) с использованием термодинамической базы данных (Green et al., 2025) для системы K_2O–Na_2O–CaO–FeO–MgO–Al_2O_3–SiO_2–H_2O–TiO_2–O–Cr_2O_3 при P = 2–10 кбар, T = 600–1200°C, H_2O = 0.5–3.0 мас.%, буфер QFM±3 лог. ед. В качестве исходных расплавов использовались наиболее основные составы пород комплекса. Установлена последовательность кристаллизации для магматического этапа: $Pl_{66\text{-}82}$ → *Cpx/Opx* → Ilm_1 → Bt_1 (xMg 0.51–0.66) ± Amp_1 → *Qz*. Выявлено, что порядок появления *Opx* и *Cpx* зависит от

состава расплава: в более магнезиальных и кальциевых разностях первым кристаллизуется *Cpx* (1110–1140°C), затем *Opx* (970–1100°C); в менее магнезиальных – *Opx* (1100–1130°C), затем *Cpx* (935–1035°C). Постмагматический этап характеризуется замещением пироксенов Amp_2 (xMg 0.69–0.93), Bt_2 (xMg 0.50–0.51), эволюцией плагиоклаза до андезина и повышением железистости пироксенов.

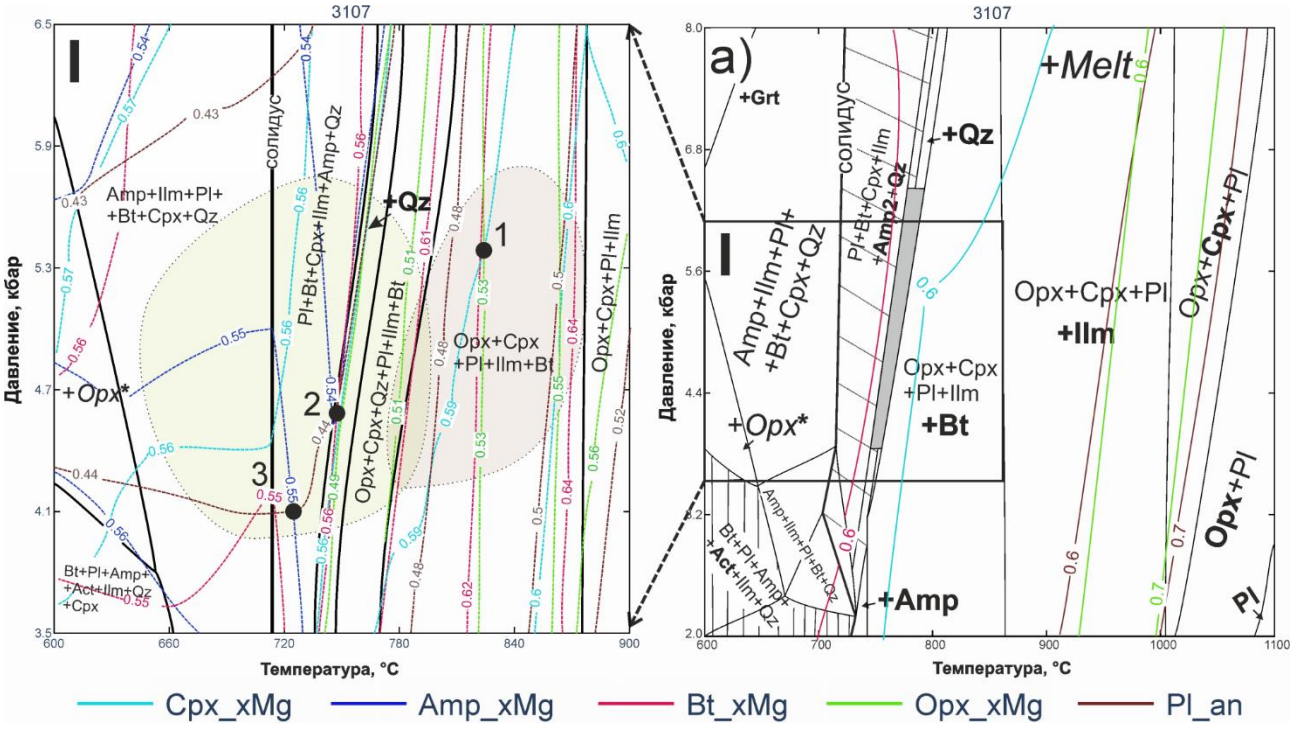


Рис. 2. Расчетная фазовая диаграмма для образца эндербита (а) с изоплетами составов минералов (xMg в *Bt, Opx, Cpx* и доля An в *Pl*). Серым цветом обозначена область стабильности эндербитовой ассоциации *Opx* + *Cpx* + *Bt* + *Pl* + *Ilm* + *Qz*, штриховкой – области появления амфибола (прямая – близкий к *Act*, косая – к *Hbl*). Слева (I) – фрагмент диаграммы (а). Полями обозначены области, полученные по результатам минеральной термобарометрии. Точки пересечения изоплет: 1–830°C, 5.5 кбар; 2–750°C, 4.7 кбар; 3–730°C, 4.5 кбар.

Модельные составы минералов (*Opx* (xMg 0.44–0.70), *Cpx* (0.51–0.70), *Bt* (0.51–0.65), $Pl_{30–80}$) согласуются с реальными: *Opx* (xMg 0.46–0.58), *Cpx* (0.63–0.70), *Bt* (0.51–0.72), $Pl_{38–82}$. Пересечение изоплет составов минералов на фазовой диаграмме (рис. 2) фиксирует *PT*-параметры 730–830°C и 4.5–5.5 кбар, согласующиеся с результатами по минеральной термобарометрии. Сравнение различных сценариев кристаллизации показало, что равновесная кристаллизация приводит к избытку амфибола на поздних этапах, тогда как фракционная точнее воспроизводит зональность плагиоклаза и появление калиевого полевого шпата в субсолидусной области. Проверка различных составов исходного расплава показала, что наилучшее соответствие петрохимическому ряду от габбро до гранодиоритов демонстрирует состав исходного расплава с параметрами: SiO_2 48–53 мас.%, xMg ~0.50, al' ~0.86, $K_a = Na_2O + K_2O / Al_2O_3$ ~0.33, H_2O ~1–2 мас.%, буфер QFM. Фракционная кристаллизация такого расплава в диапазоне 4–6 кбар воспроизводит весь спектр пород куркиёкского комплекса, а также наилучшим образом демонстрирует соответствие моделируемых минеральных парагенезисов для магматического и постмагматического этапов минералообразования.

Обсуждение и выводы. В породах куркиёкского эндербит-габброноритового комплекса есть две группы минеральных парагенезисов – магматические (Pl_{50-82}+ *Cpx* + *Opx*+ Bt_1 ± Amp_1+*Qz*+ Ilm_1) и постмагматические (Amp_2 + Pl_{25-30} + *Cpx, Opx* + Bt_2+*Qz* ±*Kfs*+ Ilm_2). Их последовательность отражает эволюцию *PT*-параметров от высокотемпературных (1200–850°C, 6.6–4.5 кбар) к субсолидусным (830–600°C, 6.6–2.0 кбар) условиям. Постмагматические преобразования пород проявляются в замещении первично-

магматических минералов, смене магматических структур на метаморфические, появлении гнейсовидности, в изменении составов минералов, а также в появлении новых генераций (биотита, амфибола, ильменита). Эти особенности эволюции минерального состава пород комплекса обусловлены фракционной кристаллизацией единого исходного расплава и последующим наложенным ретроградным метаморфизмом.

Благодарности. *Работа выполнена на оборудовании ЦКП "АИРИЗ" (ИГГД РАН, Санкт-Петербург) в рамках Госзадания, тема НИР ИГГД РАН № FMUW-2026-0006.*

Список литературы

1. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Под ред. Н.В. Шарова. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2020. 435 с.
2. Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Л.: Изд-во Ленингр. ун-та, 1972. 128 с.
3. Anderson J.L., Smith D.R. The effects of temperature and fO_2 on the Al-in-hornblende barometer // American Mineralogist. 1995. V. 80. P. 549–559.
4. Frost B.R., Barnes C.G., Collins W.J. et al. A Geochemical Classification for Granitic Rocks // Journal of Petrology. 2001. V. 42. № 11. P. 2033–2048.
5. Green E.C.R., Holland T.J.B., Powell R. et al. Corrigendum to: Melting of Peridotites through to Granites: a Simple Thermodynamic Model in the System KNCFMASHTOCr, and, a Thermodynamic Model for the Subsolidus Evolution and Melting of Peridotite // Journal of Petrology. 2025. V. 66. № 1.
6. Holland T.J.B., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1994. V. 116. № 4. P. 433–447.
7. Molina J.F., Moreno J.A., Castro A., Rodriguez C., Fershtater G.B. Calcic amphibole thermobarometry in metamorphic and igneous rocks: New calibrations based on plagioclase/amphibole Al-Si partitioning and amphibole/liquid Mg partitioning // Lithos. 2015. V. 232. P. 286–305.
8. Molina J.F., Cambeses A., Moreno J.A., Morales I., Montero P., Bea F. A reassessment of the amphibole-plagioclase NaSi-CaAl exchange thermometer with applications to igneous and high-grade metamorphic rocks // American Mineralogist. 2021. V. 106. № 5. P. 782–800.
9. Mutch E.J.F., Blundy J.D., Tattitch B.C., Cooper F.J., Brooker R.A. An experimental study of amphibole stability in low-pressure granitic magmas and a revised Al-in-hornblende geobarometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2016. V. 171:85. P. 1–27.
10. Putirka K. Thermometers and Barometers for Volcanic Systems // Minerals, Inclusions and Volcanic Processes / Eds. K. Putirka, F. Tepley. Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2008. V. 69. № 1. P. 61–120.
11. Riel N., Kaus B.J.P., Green E.C.R., Berlie N. MAGEMin, an Efficient Gibbs Energy Minimizer: Application to Igneous Systems // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2022. V. 23. Article e2022GC010427.
12. Sengupta P., Dasgupta S., Bhattacharya P.K., Mukherjee M. An orthopyroxene-biotite geothermometer and its application in crustal granulites and mantle-derived rocks // Journal of Metamorphic Geology. 1990. V. 8. № 2. P. 191–197.
13. Wells P.A. Pyroxene Thermometry in Simple and Complex Systems // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1977. V. 62. P. 129–139.

Девонская трахибазальт-риолитовая ассоциация Омутнинского горста (Томь-Яйское междуречье): геохимия и геодинамика

Гринёв О.М., Бокарев К.А., Семиряков А.С., Гринёв Р.О., Морозова Е.Н.

Национальный исследовательский Томский университет, г. Томск, Россия, tomskgrom@yandex.ru, konstantin_bokarev_anatolevich@mail.ru

Аннотация. Приведены результаты комплексного петрографического, петрохимического и геохимического изучения девонской трахибазальт-риолитовой ассоциации Омутнинского горста (Томь-Яйское междуречье), расположенного в зоне сочленения байкало-салаирских структур Кузнецкого Алатау и герцинид Колывань-Томской складчатой области. Установлено, что вулканиты выполняют систему субмеридиональных грабенов и образуют контрастную бимодальную серию. Базальты подразделяются на толеитовую, субщелочную (трахибазальты, гавайиты, муджиериты) и щелочную (базаниты, тефриты) серии; риолиты относятся к K-Na субщелочным и известково-щелочным разностям. Геохимически базальты характеризуются обогащением легкими РЗЭ, положительными

аномалиями Ba, U, K, Sr, La, Pb, устойчивым Nb-Ta-минимумом, а так же Cs, Rb, Th, Ti, P, Y минимумами. На дискриминантных диаграммах Th/Nb–TiO_2/Yb, TiO_2×10–Fe_2O_3/MgO и Nb–La–Yb фигуративные точки локализуются в поле трансформных (транстенсионных) континентальных окраин. Источник расплавов интерпретируется как плюмовый (сходство с OIB) с существенной контаминацией литосферным веществом, унаследовавшим субдукционные метки древних этапов. Сделан вывод о формировании ассоциации в обстановке активизированной пассивной окраины Сибирского палеоконтинента, осложненной плюм-рифтогенезом.

Ключевые слова: девонская трахибазальт-риолитовая ассоциация, Омутнинский горст, Кузнецкий Алатау, Колывань-Томская складчатая область, геохимия, плюм-рифтогенез, трансформная окраина, Nb-Ta-минимум, литосферная контаминация.

Методы исследования. Петрографическое изучение пород выполнено с использованием поляризационного микроскопа. Петрохимический состав определен методом рентгенофлуоресцентного анализа (РФА), содержания редких и редкоземельных элементов определены методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой (ICP-MS) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ. Геодинамическая интерпретация базируется на комплексе дискриминационных диаграмм (Pearce, Cann, 1973; Pearce, 2008; Wood, 1980; Meschede, 1986; Cabanis, Lecolle, 1989; Pearce et al., 2021; Гребенников, Ханчук, 2020).

Введение. Зона сочленения герцинских складчатых сооружений Колывань-Томской складчатой области (КТСЗ) и консолидированных байкало-салаирских комплексов северо-западной части Кузнецкого Алатау в девонский период представляла собой северную континентальную окраину Сибирского палеоконтинента. В ее пределах сформировалась система субмеридиональных грабенов, выполненных вулканогенными образованиями омутнинской свиты и генетически ассоциирующими с ними субвулканическими телами риолитов Баранцевского комплекса (Врублевский и др., 1987; Парначёв, Парначёв, 2010). Геодинамическая природа этой окраины остается дискуссионной: ее рассматривают либо как зону субдукции, перекрытую Томским шарьяжем (Кунгурцев и др., 1996; Сотников и др., 1999), либо как область внутриплитного континентального рифтогенеза (Парначёв, Вылцан, 1996; Гринёв, 2007). Цель настоящей работы — установление формационной принадлежности, источников вещества и геодинамических условий формирования девонской базальт-риолитовой ассоциации Омутнинского горста на основе комплексного петрографического, петрохимического и геохимического изучения.

Структурно-тектоническая позиция. Омутнинский горст (Томь-Яйское междуречье) представляет собой консолидированное байкало-салаирское поднятие, сложенное рифейско-нижнекембрийскими метаморфическими, интрузивными и офиолитовыми комплексами. В девоне на это жесткое основание была наложена система кулисообразных грабенов, контролируемых разломами север-северо-западного простирания. Западный Урбейско-Щербакский грабен (протяженность ~60 км, ширина 6–10 км) выполнен мощной (до 1500 м) толщей базальтовых порфиритов, их туфов и подчиненных афировых разностей; в северной части вулканиты превращены в ортосланцы. Центральный Китатский грабен (длина ~30 км, ширина 5–6 км) сложен базальтовыми порфиритами; на его западном фланге закартировано субвулканическое тело риолитов (Баранцевское проявление) длиной 14–15 км, представленное серией экструзивных куполов-наплывов. Восточный Ишимский грабен (протяженность ~52 км) заполнен базальтами омутнинской свиты и с размывом перекрыт франскими карбонатными отложениями и верхнедевонскими красноцветами подонинской свиты.

Петрография. Базальты представляют собой порфировые породы с вкрапленниками оливина, клинопироксена (авгита) и плагиоклаза (лабрадор). Основная масса интерсертальной или гиалопилитовой структуры, сложена микролитами плагиоклаза, клинопироксена, вулканическим стеклом и рудной вкрапленностью (титаномагнетит, ильменит).

Миндалекаменные разновидности характеризуются полиминеральным выполнением миндалин (хлорит, кальцит, халцедон, цеолиты, эпидот, пренит). Повсеместно проявлена пропилитизация: вкрапленники плагиоклаза соссюритизированы, оливин замещен иддингситом, боулингитом, серпентином, клинопироксен хлоритизирован и карбонатизирован. Риолиты обладают порфировой структурой с вкрапленниками кварца, калинатрового полевого шпата (с микропертитовым строением), плагиоклаза (альбит–олигоклаз) и редких чешуек биотита; основная масса фельзитовой или сферолитовой структуры, часто с флюидальной текстурой. Акцессорная минерализация представлена цирконом, апатитом, рутилом, турмалином.

Петрохимия. Составы базальтов варьируют по SiO_2 (41.6–54.6 мас.%) и сумме щелочей (1.95–6.03 мас.%). На классификационной TAS-диаграмме фигуративные точки образуют три дифференциационных тренда: толеитовый (базальт–андезибазальт–андезит), субщелочной (трахибазальт–гавайит–муджиерит) и щелочной (тефрит–базанит); доминируют субщелочные разности натриевого типа. Риолиты резко обособлены по SiO_2 (74–77 мас.%) и относятся к K-Na субщелочным и известково-щелочным разностям. На бинарных диаграммах базальты и риолиты образуют комплементарный тренд при резком композиционном разрыве, что указывает на их контрастную бимодальную серию.

Геохимия. Содержания микроэлементов в базальтах характеризуются накоплением Ti (2308–13334 ppm), Sr (166–2196 ppm), V (115–346 ppm), Ba (7–876 ppm), Zr (52–251 ppm), Cr (7–342 ppm), Ni (3.6–93.2 ppm), Co (7.6–43.6 ppm), La (7.4–69.2 ppm), Ce (15.2–145.1 ppm). Сумма РЗЭ варьирует от 87.7 до 165.6 г/т, в единичных пробах достигая 752.4 г/т. Спектры РЗЭ имеют крутой отрицательный наклон ($(La/Yb)N = 3.2–8.6$) при отсутствии европиевой аномалии ($Eu/Eu^* \approx 1$). На мультиэлементных спайдер-диаграммах, нормированных по примитивной мантии, проявлены положительные аномалии Ba, U, K, Sr, La, Pb и отрицательные Cs, Rb, Th, Ti, P, Y. Характерной особенностью является устойчивый Nb-Ta-минимум. Риолиты обогащены Rb (100.6–123.1 ppm), Th (19.8–22.0 ppm), U (6.4–7.8 ppm), Pb (23.8–32.8 ppm), Sn (0.9–4.6 ppm), La (37,0–41,1 ppm), Zr (320,7–332,1 ppm), имеют минимумы Ba, Nb, Ta, Sr, Ti, а так же обладают глубоким европиевым минимумом ($Eu/Eu^* < 1$) при выполаживании спектра в области тяжелых РЗЭ. На диаграмме $Th/Nb–TiO_2/Yb$ (Pearce et al., 2021) все точки базальтов локализуются в поле субдукционно-модифицированной литосферной мантии (SZLM), образуя тренд по Th/Nb при постоянных TiO_2/Yb. На диаграммах $TiO_2×10–Fe_2O_3/MgO$ и Nb–La–Yb (Гребенников, Ханчук, 2020) фигуративные точки попадают в поле трансформных окраин. Отношение Eu/Sm (0.32) указывает на нижнекоровый уровень магмогенерации. В четырех пробах базальтов содержание Au составляет 0.106–1.16 г/т, Ag — 0.067–0.28 г/т.

Обсуждение результатов. Девонские грабены Омутнинского горста и выполняющая их бимодальная трахибазальт-риолитовая серия формировались в пределах западного обрамляющего плеча Кузнецкого сегмента Алтае-Саянского девонского палеорифта (Гринёв, 2007; Воронцов и др., 2023; Ernst et al., 2020; Гринёв, Морозова и др., 2021). Мантийная плюмовая природа краевых частей палеорифта установлена для базальт-риолитовых ассоциаций Рудного Алтая (Семиряков, 2024), а также для ряда грабенов Центрально-Мартайгинской зоны (Адылбаев, 2023; Гринёв, Адылбаев и др., 2022, 2023), что свидетельствует о единой плюм-рифтогенной природе формирования краевых частей палеорифта.

Совокупность структурно-тектонических, петрографических и геохимических данных свидетельствует о формировании ассоциации в обстановке трансформной (транстенсионной) континентальной окраины. Секущее положение Алтае-Саянской рифтовой системы по отношению к обрамляющим складчатым структурам, отсутствие латеральной зональности вулканитов, контрастная бимодальность серии и положение точек на диаграммах Гребенникова–Ханчука исключают надсубдукционную модель. Источник расплавов — плюмовый (сходство с OIB по уровню концентраций некогерентных элементов, положение точек на диаграмме Nb/Y–

Zr/Y в поле примитивной мантии и OIB), однако наличие Nb-Ta-минимума и высоких Th/Nb свидетельствует о контаминации литосферным веществом, унаследовавшим субдукционные метки древних (додевонских) этапов. Экспериментальные данные (Yoder, 1976; Ringwood, 1975; Green, 1973) подтверждают плавление субстрата в гранатовой фации (Sm/Yb, La/Sm), а так же возможность ликвации базальтового расплава с образованием кислых дифференциатов под воздействием флюидов. Бимодальность серии объясняется сочетанием плюмового теплового источника и флюидного режима, способствовавшего формированию риолитов без прохождения непрерывного ряда средних составов.

Девонские вулканиты Омутнинского горста формируют контрастную бимодальную трахибазальт-риолитовую ассоциацию. Базальты подразделяются на толеитовую, доминирующую субщелочную и щелочную серии; риолиты относятся к K-Na субщелочным и известково-щелочным разностям. Геохимические особенности базальтов (Nb-Ta минимум, сходство с OIB, высокие Th/Nb) указывают на плюмовый источник, контаминированный литосферным веществом, унаследовавшим субдукционные метки. Дискриминантные диаграммы указывают на формирование пород в обстановке трансформной континентальной окраины. Девонские магматиты перспективны на благороднометалльное оруденение.

Список литературы

1. Адылбаев Р.Р. Ранне-среднедевонский магматизм и минерагенические черты вулканитов грабенов северной части Кузнецкого Алатау: дис. … канд. геол.-минерал. наук: 1.6.3. Томск, 2023. 215 с.
2. Бокарев К.А., Морозова Е.Н. Геология и петрография раннедевонских долеритов Барзасского района (Кузнецкий прогиб) // Проблемы геологии и освоения недр: Труды XXIX Международного молодежного научного симпозиума имени академика М.А. Усова. Томск, 2025. С. 52–54.
3. Врублевский В.А., Нагорский М.П., Рубцов А.Ф., Эрвье Ю.Ю. Геологическое строение области сопряжения Кузнецкого Алатау и Колывань-Томской складчатой зоны. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1987. 96 с.
4. Гребенников А.В., Ханчук А.И. Геодинамика и магматизм трансформных окраин тихоокеанского типа: основные теоретические аспекты и дискриминантные диаграммы // Тихоокеанская геология. 2020. Т. 39, № 1. С. 3–24.
5. Гринёв О.М. Рифтовые системы Сибири: методология изучения, морфотектоника, минерагения. Томск: STT, 2007. 434 с.
6. Гринёв О.М., Адылбаев Р.Р., Семиряков А.С., Морозова Е.Н. Геолого-петрологические и минералого-геохимические черты девонского вулканизма Растайского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) // Успехи современного естествознания. 2023. № 6. С. 72–81.
7. Гринёв О.М., Адылбаев Р.Р., Семиряков А.С., Морозова Е.Н., Гринёв Р.О. Минералого-петрографические особенности бимодальной трахипикробазальт-трахитовой серии вулканитов Саралинского грабен-рифта (Кузнецкий Алатау) // Успехи современного естествознания. 2022. № 6. С. 66–76.
8. Гринёв О.М., Бокарев К.А., Гринёв Р.О., Семиряков А.С. Тешениты Барзасского вулканического купола северо-восточной окраины Кузнецкого прогиба // Петрология магматических и метаморфических комплексов: Материалы XII Всероссийской петрографической конференции с международным участием. Томск, 2025. С. 58–69.
9. Гринёв О.М., Воронцов А.А., Адылбаев Р.Р. Геодинамика, магматизм и этапы формирования Восточной депрессионной зоны Алтае-Саянско-Западно-Сибирского палеорифта // Петрология магматических и метаморфических комплексов. Вып. 12. Томск, 2025. С. 70–82.
10. Гринёв О.М., Морозова Е.Н., Семиряков А.С., Гринёв Р.О. Девонская трахибазальт-риолитовая серия Томь-Яйского междуречья // Динамика и взаимодействие геосфер Земли: Материалы Всероссийской конференции. Т. 1. Томск: ТГУ, 2021. С. 40–42.
11. Кунгурцев Л.В., Широких В.А., Оболенский А.А. и др. Геодинамические комплексы Колывань-Томской складчатой зоны // Проблемы геологии Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. Т. 1. С. 71.
12. Морозова Е.Н. Геохимическая характеристика и определение геодинамических условий образования базальтов Омутнинского горста // Междисциплинарные подходы в биологии, медицине и науках о Земле: теоретические и прикладные аспекты. Вып. 23. Кемерово: КемГУ, 2022. С. 139–141.
13. Морозова Е.Н. Девонская базальт-трахидацитовая ассоциация Томь-Яйского междуречья: дис. … магистра геологии. Томск: ТГУ, 2021. 95 с.
14. Парначёв В.П., Вылцан И.А. Девонские рифтогенные формации юга Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1996. 239 с.
15. Парначёв В.П., Макаренко Н.А., Родыгин С.А., Смагин А.Н. Основные особенности девонского вулканизма центральной части Алтае-Саянской складчатой области. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1984.

16. Парначёв В.П., Парначёв С.В. Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска. Томск: ТГУ, 2010. 144 с.
17. Семиряков А.С. Магматизм и этапы формирования девонских морфоструктур северной части Рудного Алтая: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук: 1.6.3. Томск, 2024. 24 с.
18. Смагин А.Н. Девонский вулканизм центральной части Алтае-Саянской складчатой области: автореф. дис. … канд. геол.-минерал. наук. Томск, 1984.
19. Сотников В.И., Федосеев Г.С., Кунгурцев Л.В. и др. Геодинамика, магматизм и металлогения Колывань-Томской складчатой зоны. Новосибирск: Изд-во СО РАН, 1999. 227 с.
20. Cabanis B., Lecolle M. Le diagramme La/10-Y/15-Nb/8: un outil pour la discrimination des séries volcaniques et la mise en évidence des processus de mélange et/ou de contamination crustale // Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. 1989. T. 309. P. 2023–2029.
21. Ernst R.E., Rodygin S.A., Grinev O.M. Age correlation of Large Igneous Provinces with Devonian biotic crises // Global and Planetary Change. 2020. Vol. 185. 103097.
22. Ernst R.E., Vrublevskii V.V., Tishin P. (Eds.). Geological Tour of Devonian and Ordovician Magmatism of Kuznetsk Alatau and Minusinsk Basin: Altay-Sayan Region, Siberia. Springer, 2020. 232 p. DOI: 10.1007/978-3-030-29559-2.
23. Green D.H. Experimental melting studies on a model upper mantle composition at high pressure under water-saturated and water-undersaturated conditions // Earth and Planetary Science Letters. 1973. V. 19. P. 37–53.
24. Meschede M. A method of discriminating between different types of mid-ocean ridge basalts and continental tholeiites with the Nb-Zr-Y diagram // Chemical Geology. 1986. V. 56. P. 207–218.
25. Pearce J.A., Cann J.R. Tectonic setting of basic volcanic rocks determined using trace element analyses // Earth and Planetary Science Letters. 1973. V. 19. P. 290–300.
26. Pearce J.A. Geochemical fingerprinting of oceanic basalts with applications to ophiolite classification and the search for Archean oceanic crust // Lithos. 2008. V. 100. P. 14–48.
27. Ringwood A.E. Composition and Petrology of the Earth's Mantle. New York: McGraw-Hill, 1975. 618 p.
28. Vorontsov A.A., Kovalenko D.V., Yarmolyuk V.V., Nikiforov A.V., Perfilova O.Yu. Geological and Isotope-Geochemical Indicators of Early Devonian Plume–Lithosphere Interactions in the Southwestern Framing of the Siberian Craton: Data Synthesis for Magmatic Associations of the Altai–Sayan Rift System // Russian Geology and Geophysics. 2023. Vol. 64, № 12. P. 1395–1407.
29. Wood D.A. The application of a Th-Hf-Ta diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province // Earth and Planetary Science Letters. 1980. V. 50. P. 11–30.
30. Yoder H.S. Generation of Basaltic Magma. Washington: National Academy of Sciences, 1976. 265 p.

Платиноносные пироксеновые диориты Федоровского массива, Федорово-Панский комплекс, Кольский регион

Грошев Н.Ю., Кунаккузин Е.Л., Сущенко А.М., Борисенко Е.С., Свиридов А.А., Волков Д.О., Савченко Е.Э.

Геологический институт, Кольский научный центр РАН, n.groshev@ksc.ru

Введение. Федоровский ультрамафит-мафитовый интрузив, западный массив Федорово-Панского расслоенного комплекса палеопротерозойского (2.5 млрд лет) возраста, залегает между архейскими породами фундамента (кольская серия) и метаморфизованными осадочно-вулканогенными толщами Имандра-Варзугской структуры (Groshev et al., 2019). Амфиболовые и кварц-амфиболовые диориты отмечались в виде картируемой полосы на контакте с породами кольской серии с начала изучения массива (Старицина, 1960). Дайкообразные и пластовые тела амфиболовых диоритов, отходящие от области контакта и секущие основные породы, обусловили разнообразие взглядов на их происхождение. В соответствии с гипотезами разных авторов эти диориты являются (Старицина, 1960 и ссылки там): 1) результатом палингенеза архейских гнейсов, 2) архейскими интрузивными породами, 3) третьей интрузивной фазой Федоровского массива. Пироксеновые и кварц-пироксеновые диориты, обнаруженные под базальной зоной интрузива при детальной разведке месторождения Федорова Тундра в конце 2000-х (Грошев, 2011), предоставляют новый материал для продолжения этой дискуссии. Краткая характеристика пироксеновых диоритов, содержащих сульфидную вкрапленность и минералы платиновых металлов, приводится в настоящем докладе.

Результаты и обсуждение. Мелкозернистые и мелко-среднезернистые массивные и тонкополосчатые, иногда брекчиевидые пироксеновые и кварц-пироксеновые диориты

встречаются в скважинах, тяготеющих к разлому северо-западного простирания между участками Большой Ихтегипахк и Пахкварака (рис. 1). Минерализованные диориты обнаруживаются только на участке Пахкварака, где расположена скважина, выбранная нами для детального изучения (BG-F-611).

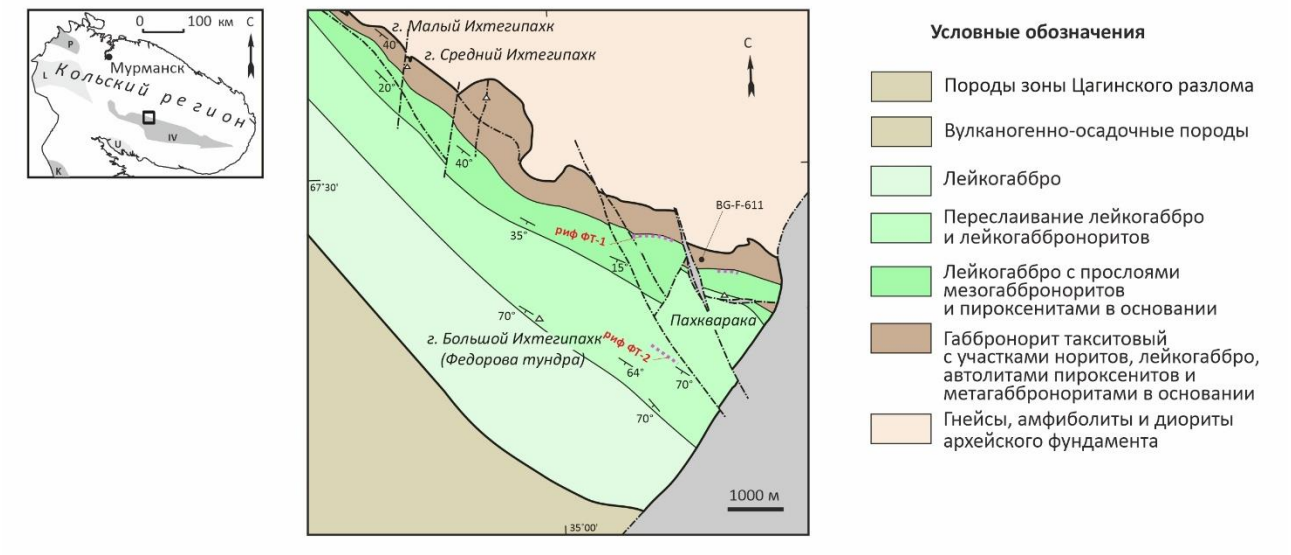


Рис. 1. Упрощенная геологическая схема Федоровского массива. Протерозойские структуры преимущественно архейского Кольского региона (слева): палеорифты Имандра-Варзуга (IV), Куолаярви (K) и Печенга (P); гранулитовые пояса Лапландский (L) и Умбинский (U).

Согласно данным выполненного описания керна, скважина вскрывает следующий разрез (границы интервалов – м): *0.0–0.3*, рыхлые отложения; *0.3–26.4*, пегматоидные габбронориты в чередовании с норитами и прослоями крупнозернистых габброноритов; *26.4–73.2*, крупнозернистый габбронорит, участками амфиболизированный; *73.2–111.7*, мелкозернистый габбронорит; *111.7–121.2*, такситовые габбронориты; *121.2–126.0*, габбронорит амфиболизированный; *126.0–134.45*, крупнозернистый габбронорит пойкилитовый; *134.45–135.7*, кварцевый габбронорит; *135.7–140.4*, мелкозернистый габбронорит пойкилитовый; *140.4–148.85*, такситовый габбронорит; *148.85–155.0*, мелкозернистый габбронорит пойкилитовый; *155.0–258.0*, толща амфиболовых и пироксеновых диоритов, включая их кварцевые разности.

В диоритовой толще выделяется пять типов интервалов (рис. 2): D1, светло-серый гнейсовидный диорит с участками меланократовых амфиболитов; D2, светло-серый диорит (гнейсовидный, с меланократовыми амфиболитами), в котором «постепенно» появляются участки серого цвета и сульфиды; D3, чередование серого и черного диорита с участками светло-серого диорита и магнетитового габбро-диорита при неравномерной вкрапленности сульфидов; D4, чередование черного диорита и темно-коричневого диорита (габбронорита?) с участками магнетитового габбро-диорита и равномерной сульфидной вкрапленностью; D5, чередование серого и светло-серого диорита с фрагментами кварцевых норитов и участками равномерно-вкрапленных сульфидов.

Результаты рядового сплошного опробования скважины на элементы платиновой группы (ЭПГ) показывают наличие нескольких минерализованных (>0.2 г/т Pt+Pd) уровней в диоритах D2–D5: 156.0–177.0, 178.0–180.0, 181.0–186.0, 187.0–209.0, 210.0–215.0 и 216.0–217.0 м. Максимальное содержание суммы Pt и Pd в диоритах составляет 2.64 г/т при 0.16 г/т Au. Как видно из рис. 2, ЭПГ минерализация развита преимущественно в чередовании, содержащим серые и черные диориты.

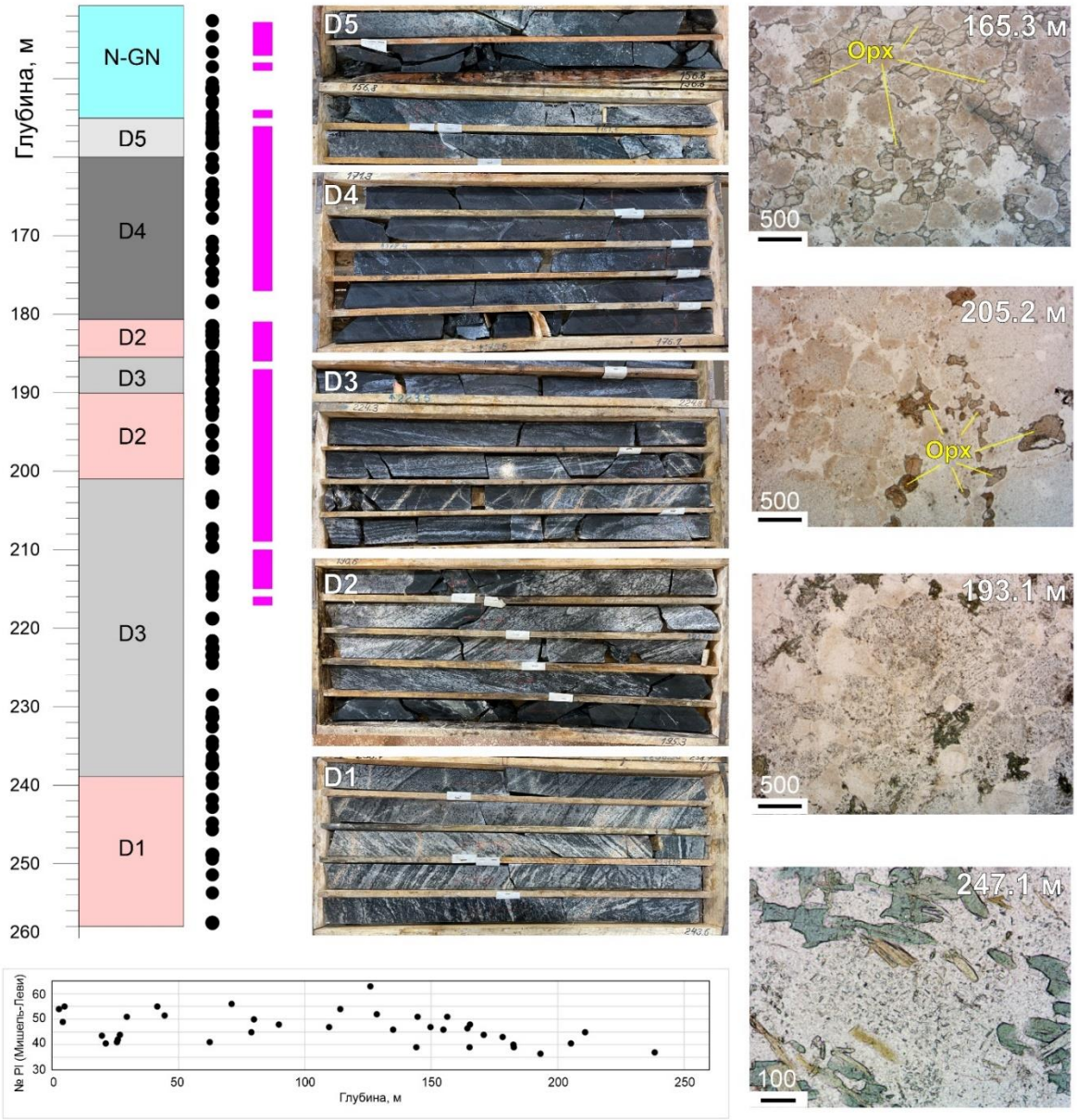


Рис. 2. Упрощенная геологическая колонка для нижней части скважины BG-F-611 (см. пояснения в тексте), показывающая отобранные для детального исследования образцы (черные кружки), интервалы развития ЭПГ минерализации (фиолетовая линия), фотографии керна (диаметр – 63 мм) и микрофотографии различных диоритов (масштаб – мкм). Внизу размещен график вариаций состава плагиоклаза, определенного по всей скважине методом Мишель-Леви в шлифах ОАО «Пана». Opx – ортопироксен.

Пироксен, как правило, встречается в черных диоритах (рис. 2, микрофото с ортопироксеном). Эти породы содержат 83–96 % плагиоклаза, 2–11 % ортопироксена, 1–14 % (местами до 30–40 %) кварца и 1–10 % рудных минералов. Черные диориты, таким образом, соответствуют по составу ортопироксеновым и ортопироксен-кварцевым диоритам/тоналитам. Структура пород аллотриморфнозернистая. Макроскопически породы сильно напоминают базальные габброиды массива: плагиоклаз в них имеет темно-серую или черную окраску, повсеместно встречается голубой кварц и сульфидная вкрапленность. Помимо текстурных признаков, важным отличием этих диоритов от основных пород является состав плагиоклаза (Грошев, 2011). Изучение состава плагиоклаза из скважины показывает, что ниже глубины 160 м его номер не превышает 47 (рис. 2).

Рудные минералы в минерализованных диоритах представлены главным образом сульфидами, образующими интерстициальную вкрапленность между зернами силикатов

(рис. 3). В порядке увеличения распространенности сульфиды включают пирит, пентландит, халькопирит и пирротин (рис. 3А). Минералы платиновых металлов, по данным одного изученного аншлифа (158.2 м), представлены мелкими (<4 мкм) зернами котульскита PdTe, мончеита $PtTe_2$ (рис. 3Б), соболевскита PdBi (рис. 3В), высоцкита PdS и вымазаловаита $Pd_3Bi_3S_2$ (рис. 3Г). Благороднометальный парагенезис в диоритах, судя по этим данным, близок к сульфидно-теллуридному магматическому типу, характерному для месторождения Федорова Тундра (Грошев и др., 2026 и ссылки там). Зерна вымазаловаита (Sluzhenikin et al., 2018) могут являться второй находкой этого минерала в мире.

Пироксеновые диориты близки по химическому составу к амфиболовым диоритам и рассматриваются здесь с ними совместно. Согласно обобщенным петрохимическим данным (Старицына, 1960; Грошев, 2011), содержание оксидов петрогенных элементов в диоритах варьирует в пределах (мас. %, ср. – среднее): SiO_2 – 58.89–64.99 (ср. 61.03), TiO_2 – 0.07–0.69 (ср. 0.19), Al_2O_3 – 16.11–22.88 (ср. 19.86), $FeO_{общ.}$ – 0.88–8.02 (ср. 3.91), MnO – 0.02–0.15 (ср. 0.07), MgO – 1.12–3.53 (ср. 2.08), CaO – 4.93–8.21 (ср. 7.18), Na_2O – 3.83–6.01 (ср. 4.93), K_2O – 0.09–0.60 (ср. 0.16). Химический состав диоритов отличается от базитов Федоровского массива повышенными содержаниями SiO_2, Na_2O, Al_2O_3 при более низких концентрациях CaO и $FeO_{общ.}$. Основные отличия диоритов от вмещающих гнейсов кольской серии заключаются в низких содержаниях K_2O и пониженных содержаниях титана и магния. Спектры распределения РЗЭ (г/т) в диоритах характеризуются (Грошев, 2011) крутыми отрицательными наклонами с выраженной положительной европиевой аномалией: сумма РЗЭ = 34.27–75.44 (ср. 52.33); $(La/Yb)_n$ = 7.2–146.7 (ср. 54.1); Eu/Eu^* = 1.1–6.4 (ср. 3.0).

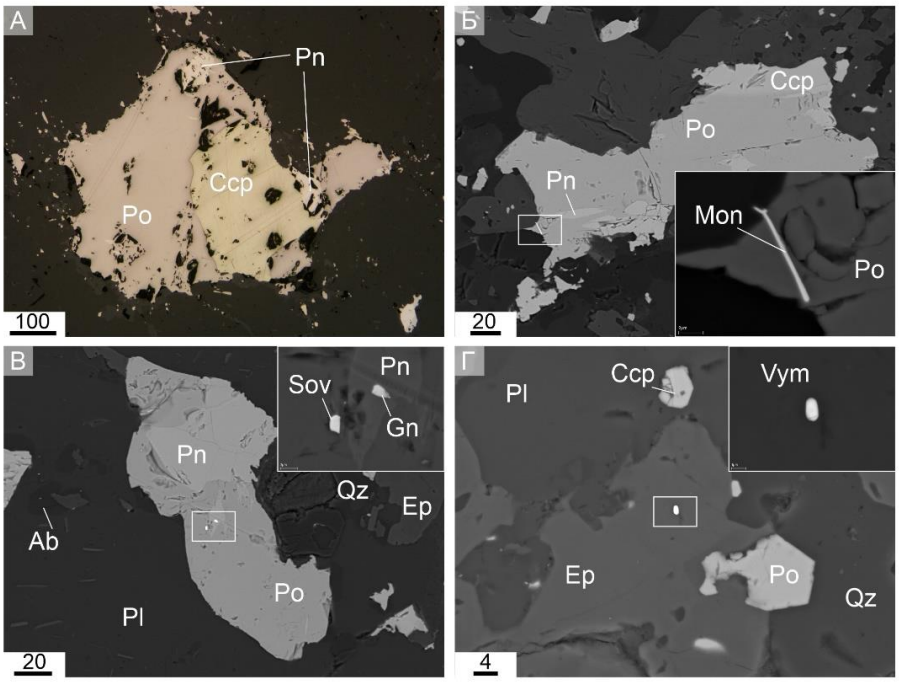


Рис. 3. Микрофотография (А) и BSE-изображения (Б–Г) рудных минералов из диоритов (масштаб – мкм). Символы минералов:
Ab – альбит;
Ccp – халькопирит;
Ep – эпидот;
Qz – кварц;
Mon – мончеит;
Pl – плагиоклаз;
Pn – пентландит;
Po – пирротин;
Sov – соболевскит;
Vym – вымазаловаит.

Изотопный U-Pb возраст циркона (ID-TIMS), отобранного из толщи диоритов в скважине BG-F-227 (аналог интервалов D2–D5 в скважине BG-F-611), принимает два значения: 2822 ± 20 и 2773 ± 8 млн лет (Ниткина и др., 2005; Грошев и др., 2009). Поскольку циркон обладает резорбированными формами, сложным внутренним строением и сильно дискордантными точками изотопного состава, для корректной интрепретации возраста необходимы дальнейшие его исследования локальными методами датирования (SIMS, LA-ICP-MS). В то же время отметим, что диориты, связанные с Федоровским массивом, как по минералогическим и геохимическим, так и по геохронологическим характеристикам весьма близки к гиперстеновым диоритам, изученным в пределах зоны контакта Мончетундровского массива. Полученные по гиперстеновым диоритам Мончетундры данные позволяют считать, что эти породы отражают важный этап неоархейского магматизма (Кунаккузин и др., 2026).

Благодарности и финансирование. Авторы благодарят А. У. Корчагина (ОАО «Пана») за доступ к керну. Исследование проводится при финансовой поддержке гранта Российского научного фонда № 25-77-10097, https://rscf.ru/project/25-77-10097/.

Список литературы

1. Грошев Н.Ю., Ниткина Е.А., Митрофанов Ф.П. Двухфазный механизм образования платинометальных базитов Федоровотундровского массива на Кольском полуострове: новые геологические и изотопно-геохронологические данные // ДАН. 2009. Т427. №5. С.669–673.
2. Грошев Н.Ю. Федоровотундровский массив Федорово-Панского платиноносного расслоенного комплекса (Кольский полуостров) – новые петрохимические и геохимические данные // Вестник КНЦ. 2011. № 1. С. 17–29.
3. Грошев Н.Ю., Сущенко А.М., Габов Д.А., Савченко Е.Э. Типоморфные особенности котульскита: данные по Северному рифу участка Пешемпахк в сравнении с главными платинометалльными месторождениями Федорово-Панского расслоенного комплекса // Геология и геофизика. 2026. Т.67. № 4. С. 528–544.
4. Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Нерович Л.И., Каулина Т.В., Докукина К.А., Баянова Т.Б., Елизаров Д.В. Неоархейские гиперстеновые диориты зоны контакта палеопротерозойского мафитового массива Мончетундра (с-в Фенноскандинавского щита): РЗЭ, SHRIMP-II и Nd-Sr изотопные данные // Тектоника и геодинамика Земной коры и мантии: фундаментальные проблемы-2026. Материалы LVII Тектонического совещания, Москва, 02–07 февраля 2026 года. Москва: ООО «Издательство ГЕОС», 2026. С. 249–251.
5. Ниткина Е.А., Вурсий Г.Л., Рундквист Т.В. Особенности морфологии, химического и изотопного состава свинца цирконов из разновозрастных пород Федорово-Панского массива и вмещающих диоритов // Материалы XVI конференции молодых ученых, посвященной памяти К.О. Кратца. Апатиты, 2005. С. 138–144.
6. Старицына Г.Н. Массив основных и ультраосновных пород Федоровой тундры // Вопросы геологии и минералогии Кольского полуострова. Апатиты, 1960. Вып. 3. С. 50–91.
7. Groshev N.Y., 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. https://doi.org/10.3390/min9120764
8. Sluzhenikin S.F., Kozlov V.V., Stanley C.J., Lukashova M.L., Dicks K. Vymazalováite, $Pd_3Bi_2S_2$, a new mineral from the Noril'sk-Talnakh deposit, Krasnoyarskiy region, Russia. Mineralogical Magazine. 2018. 82 (2). doi:10.1180/minmag.2017.081.050

Моделирование минеральных фаз родниковых вод в условиях антропогенной нагрузки.

Гусарова Д.С., Яблонская Д.А., Филатова О.Р., Липатникова О.А., Лубкова Т.Н.

Геологический факультет, МГУ имени М. В. Ломоносова, siren16@yandex.ru

Введение. Родниковые воды являются важным компонентом гидрологической системы и могут служить индикатором состояния подземных вод. Их химический состав формируется в результате взаимодействия атмосферных осадков, почв и водовмещающих пород, а также отражает природные геохимические условия территории. Под воздействием антропогенной нагрузки естественные процессы формирования состава вод могут изменяться вследствие поступления техногенных веществ, связанных с промышленной и сельскохозяйственной деятельностью, а также городской инфраструктурой. Поэтому изучение механизмов формирования химического состава родниковых вод представляет интерес для выявления и оценки антропогенного воздействия на подземную гидросферу.

Объекты и методы исследования. В данной работе приведены результаты исследования воды 151 родника на территории Московской агломерации (рис.1). Территория расположена в центральной части Восточно-Европейской платформы. Фундамент сложен гранитами и гнейсами и разбит системой разломов с амплитудой смещений до нескольких сотен метров. На фоне блоковых движений сформировались локальные поднятия (Щелковское, Подольское, Гжельское и другие) (Брянцева, 2016). Мощность осадочного чехла достигает нескольких километров: девонские отложения представлены известняками, мергелями, гипсами и солью; каменноугольная система сложена доломитами, известняками и мергелями; мезозой — юрскими глинами и меловыми песками; кайнозойские отложения неогена почти отсутствуют, широко развит четвертичный комплекс. Четвертичные отложения сформированы в результате оледенений: морена сложена валунными суглинками и глинами с

включениями гранитов, гнейсов, кварцитов; также распространены пески, супеси, гравий и галечники (Вагнер и Манучарянц, 2003).

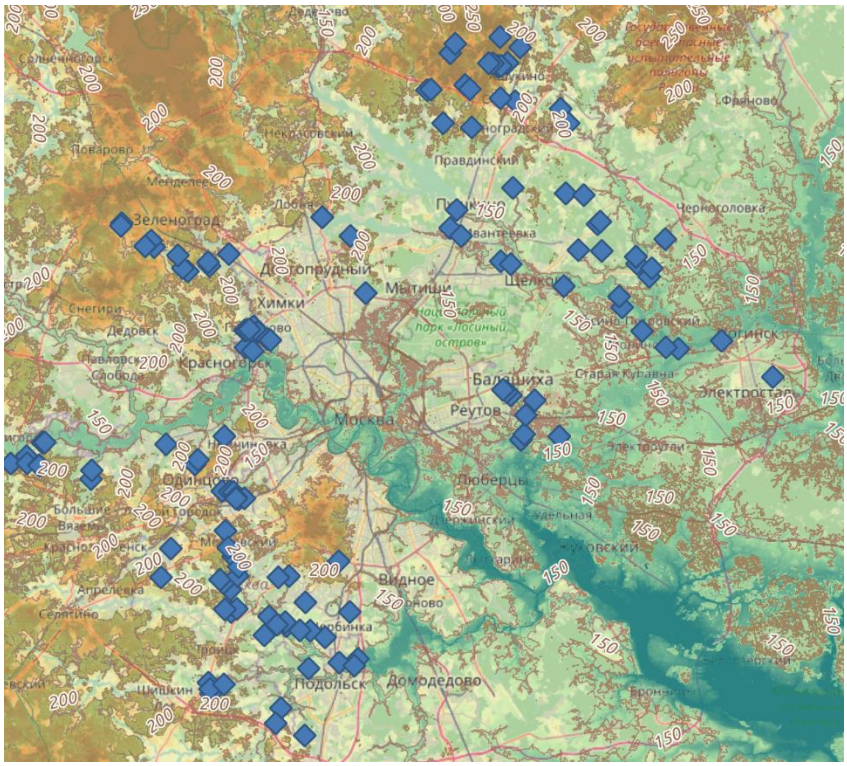


Рис. 1. Схема расположения изучаемых родников.

В пределах Московского артезианского бассейна выделяется многоэтажная система водоносных горизонтов, разделенных глинистыми толщами. Основные запасы пресных вод приурочены к напорным каменноугольным горизонтам (гжельско-ассельский, касимовский, подольско-мячковский, каширский, алексинско-протвинский), залегающим на глубине от десятков до сотен метров. Родниковые воды относятся к четвертичным водоносным горизонтам в рыхлых песках, питающихся за счет инфильтрации осадков, поэтому их уровень и состав сезонно изменчивы и подвержены техногенному влиянию.

Пробы воды были отобраны в осенние периоды с 2022 по 2025 годы «под крышку» с фиксацией координат родников, температуры, pH и электропроводности воды. Содержание ионов макросостава определяли методом капиллярного электрофореза (СКЭ Капель-205, оборудование, приобретенное по Программе развития МГУ), значение химического потребления кислорода – методом фотометрии (ГОСТ 31859-2012).

Результаты и обсуждение. Воды изученных родников пресные и солоноватые (минерализация 0,07–1,3 г/л), от слабокислых до слабощелочных (pH 5,0–8,3), слабоминерализованные. Макрокомпонентный состав характеризуется доминированием кальция среди катионов ($Ca^{2+} > Na^{+} > Mg^{2+} > K^{+}$) и гидрокарбонат-иона среди анионов ($HCO_3^{-} > Cl^{-} > SO_4^{2-} > NO_3^{-}$). Среди катионов кальций преобладает в составе, а среди анионов замечается больше вариаций состава – содержание хлоридов и сульфатов значительное, что делает состав вод смешанным. Согласно соотношениям минерализации и основных ионов (Na/(Na+Ca) и Cl/(Cl+HCO_3)), состав вод в основном обусловлен реакциями в системе «вода—порода». Для ряда родников отмечаются повышенные значения указанных соотношений, отражающие увеличение относительной доли натрия и хлоридов в составе вод. Это может быть связано как с особенностями природных гидрогеохимических процессов, включая ионный обмен, так и с поступлением техногенных компонентов. Однозначное выделение механизмов формирования такого состава требует дополнительного рассмотрения источников поступления основных ионов.

Анализ зависимости индекса насыщения (SI) 13 минералов от общей минерализации (TDS в диапазоне 30–825 мг/л) выявил дифференциацию по типам солей (Güler, Thyne, 2004). Карбонаты (кальцит, арагонит, доломит) являются единственной группой, меняющей знак SI: при низкой минерализации (TDS < 200 мг/л) они недонасыщены, тогда как при высокой (> 400 мг/л) переходят в состояние перенасыщения, что свидетельствует о потенциальном осаждении этих соединений. В отличие от карбонатов все сульфатные минералы остаются недонасыщенными во всем интервале TDS, хотя степень приближения к равновесию варьирует: гипс и ангидрит ближе всех к границе перехода от недосыщения к пересыщению (SI от -1,2 до -3,0), эпсомит, кизерит и гексагидрит существенно дальше (-4,5…-6,5), а мирабилит и тенардит – еще дальше (-6…-11), при этом с ростом минерализации их SI слабо увеличивается. Хлориды (галит, сильвин) также не достигают насыщения (SI от -6 до -10), но демонстрируют значимый рост SI с минерализацией. На общем фоне отличается арканит: крайне низкий SI (от -8 до -12) без значимой корреляции с TDS.

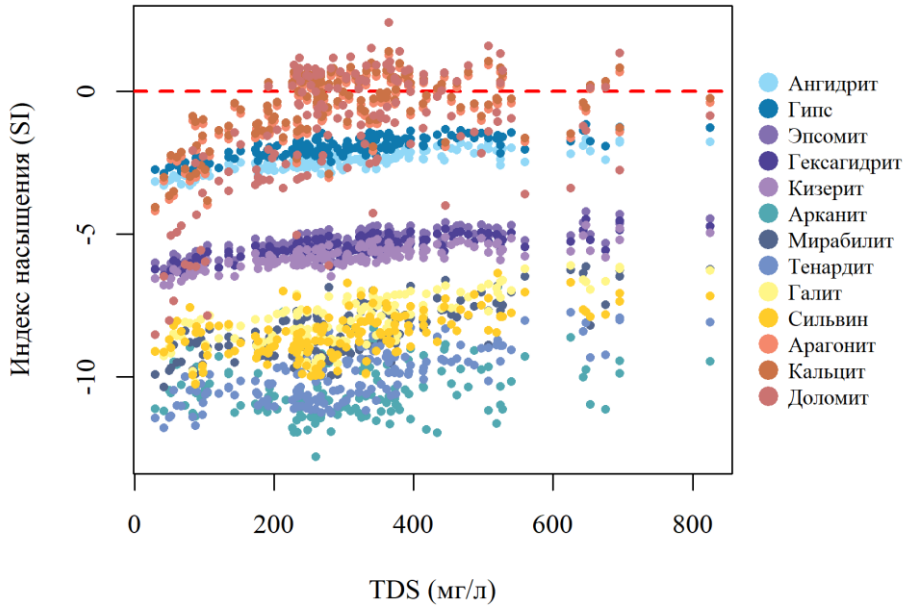


Рис. 2. Соотношение индекса насыщения и минерализации.

Из анализа индексов насыщения могло бы следовать, что в системе присутствуют сульфатные минеральные фазы, однако состав отложений морены на этой территории не содержит гипс (Вагнер, Манучарянц, 2003; Габдуллин и др., 2025). Кроме того, в большинстве изученных родниковых вод содержание Ca^{2+} устойчиво превышает SO_4^{2-}. Расчет индексов Шеллера (Fan et al., 2025) показал, что для 33% проб характерен прямой ионный обмен (отрицательные CAI (Chloro-Alkaline Indices – хлоридно-щелочные индексы), для остальных – обратный (положительные CAI). Также обнаружено, что соотношение Cl^-/Na^+ в большинстве проб выше 1, что согласуется с механизмом обратного ионного обмена: хлорид остается в воде, а Na^+ из воды сорбируется породами, высвобождая в раствор Ca^{2+}, создавая его избыток, не связанный с растворением минералов.

Основной источник Na^+ и Cl^- – противогололедные реагенты, применяемые на автомагистралях и дорогах, сульфат-ион поступает при инфильтрации бытовых стоков (моющие вещества) и в результате растворения строительных материалов, а также в результате пыления в ходе строительно-ремонтной деятельности (снос и отделка зданий, коррозия бетона), а не из гипсоносных пород.

Таким образом, моделирование минерального равновесия родниковых вод в условиях антропогенной нагрузки без учета обменных процессов и множественных техногенных

источников анионов дает искаженную картину генезиса вод и завышает роль сульфатных и хлоридных фаз в формировании состава вод.

Список литературы

1. Брянцева Г., Фролова Н., Лубнина Н., Косевич Н. Анализ новейших структур юго-западного крыла Московской синеклизы: структурно-геоморфологический и тектонофизический аспекты //Бюллетень Московского общества испытателей природы. Отдел геологический. – 2016. – Т. 91. – №. 4-5. – С. 61-71.
2. Вагнер Б. Б., Манучарянц Б. О. Геология, рельеф и полезные ископаемые Московского региона. — Москва, 2003. — С. 5—18. — 81 с.
3. Габдуллин Р.Р., Меренкова С.И., Пузик А.Ю., Сыромятников К.В., Казымов К.П., Бадулина Н.В., Бадьянова И.В., Иванов А.В., Мигранов И.Р., Сериков К.П., Семененко Л.А. Минералого-геохимическая характеристика среднеплейстоценовых-голоценовых образований Московской синеклизы и условия их образования // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 3. С. 17–25.
4. Güler C., Thyne G. D. Hydrologic and geologic factors controlling surface and groundwater chemistry in Indian Wells-Owens Valley area, southeastern California, USA //Journal of Hydrology. – 2004. – Т. 285. – №. 1-4. – С. 177-198.
5. Fan, J., Zhu, M., Sun, D., Zhang, Z., Tang, J., Liu, G. Hydrogeochemical analysis of the groundwater composition and risk to human health of an abandoned mine area, southwest China //Environmental Monitoring and Assessment. – 2025. – Т. 197. – №. 3. – С. 313.

Палеопротерозойская (2040 млн лет) габбро-тоналит-гранодиоритовая ассоциация Хапчанского орогенного пояса Анабарского щита

Гусев Н.И., Устинов А.А., Романова Л.Ю.

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

Введение. Аккреционную призму Хапчанского орогенного пояса образуют два палеопротерозойских гранулитовых комплекса. Верхний (более молодой) комплекс (хапчанская серия), сложен метапелитами – гранатовыми, биотит содержащими гранат-силлиманитовыми и пироксен-гранатовыми гнейсами, мраморами, кальцифирами, пироксен-скаполитовыми породами. Геохимические особенности метапелитов указывают, что их протолитами были граувакки, подобные накапливающимся на континентальных окраинах. U–Pb возраст метаморфизма метапелитов, связанный с коллизионными процессами, находится в диапазоне от 1928±21 до 1898±5 млн лет (Гусев и др., 2023).

Геологическое строение. Хардахский метаморфический комплекс слагает основание Хапчанского пояса и представлен полихронной вулкано-плутонической ассоциацией. На юге пояса по р. Мал. Куонамка развиты метамагматические породы толеитовой серии (ультрамафические, мафические и мезократовые кристаллосланцы) (Гусев и др., 2021). Мезократовые разности содержат магматический циркон с U-Pb возрастом кристаллизации 2095±10 млн лет и возрастом метаморфизма 1.96 млрд лет. Метамагматические породы являются надсубдукционными, их источник соответствует деплетированной мантии. На севере Хапчанского пояса два импульса магматизма установлены в Салтахском массиве и на участке «Пологий» (Гусев, Романова, 2024, 2025). Первый импульс датируется цирконом с возрастом около 2100 млн лет (2109±8 – 2086±8 млн лет), которые получены для шошонитов (Салтахский массив), метадиоритоидов (участок «Хапчан») и гранитоидов (участок «Пологий»). Причем наиболее ранние из изученных гранитоидов (2109±8 млн лет) имеют Nd-модельный возраст рубежа архей-протерозой $T_{Nd}(DM)$=2.50 млрд лет). Второй импульс магматизма имеет возраст около 2030 млн лет и представлен породами ТТГ-ассоциации: метатоналиты Салтахского плутона 2025±7 млн лет, Хапчанского участка 2030±17 млн лет, трондьемиты участка «Пологий» 2031±6 млн лет. Внутриплитный магматизм на океанической коре (OIB-тип) установлен на севере Хапчанской зоны. Его U-Pb возраст 2035±10 млн лет рассматривается как смешанный возраст магматической кристаллизации и метаморфизма (Гусев и др., 2025).

Далее приводятся новые результаты изучения хардахского метаморфического комплекса на севере Хапчанского пояса в левобережье р. Налим-Рассоха между ее притоками

Сюлюргябит и Киенг-Юрях. Здесь комплекс представлен лейкократовыми и мезократовыми гиперстеновыми и двупироксеновыми плагиогнейсами, слагающими слои и пачки мощностью от метра до первых десятков метров. Переходы между ними могут быть как резкими, так и постепенными. В виде согласных линзовидных прослоев и пачек мощностью от нескольких сантиметров до 300 м присутствуют мезократовые и меланократовые двупироксеновые и амфибол-двупироксеновые кристаллические сланцы.

Петрографическая характеристика. *Двупироксеновые кристаллосланцы* (метагабброиды) имеют минеральный состав (%): Pl (An_{60-64}) 55-60, Hbl 30, Cpx 5-10, Opx 0-8, Bt 3, Ap, Mgt.

Двупироксеновые гнейсы (метатоналиты) характеризуются гломеробластовой структурой за счет скоплений плагиоклаза. Минеральный состав (%): Pl (An_{47-53}) 50-55, Q 18-20, ортоклаз-пертит 0-5%, Opx 10-15, Cpx 2-3, Bt 2, Mgt 2-3, Ap 0.5-1.

Пироксен-биотитовые плагиогнейсы (метагранодиориты) содержат (%): Pl (An_{25-32}, часто в порфиробластах) 45-50, Q 28-30, Or (в том числе в антипертитовых вростках) 10, Bt 6, Opx 2, Mgt 2, Ap 1 и единичные зерна циркона эллипсоидального габитуса.

Геохимические особенности. *Двупироксеновые кристаллосланцы* классифицируются как недосыщенные габбро, содержание (мас. %): SiO_2 45.3-46.9, Al_2O_3 17.7-21.4; TiO_2 1.05-1.46 P_2O_5 0.05-0.24; [1]mg# = 52-56, Cr 8-24 ppm. На спайдерграммах проявлены положительные аномалии по Ba, Sr, отрицательные по Zr, Ta, Nb. Содержание REE невысокое (ΣREE 74.46-78.85 ppm), фракционированное распределение $(La/Yb)_N$ 3.9-14, Eu-аномалия отсутствует (Eu/Eu* 0.98-1.31). На геодинамических диаграммах относятся к базальтоидам внутриплитных вулканических зон и базальтам OIB-типа.

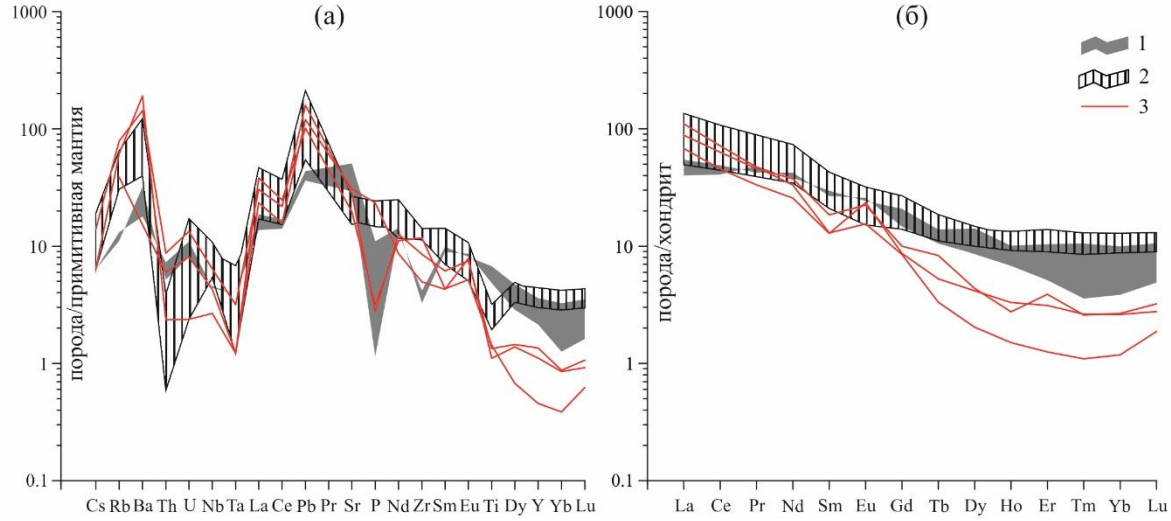


Рис. 1. Мультиэлементные диаграммы для гранулитов междуречья Сюлюргябит и Киенг-Юрях. 1 – мафические двупироксеновые кристаллосланцы (метабазиты); 2 – двупироксеновые гнейсы (метатоналиты); 3 - пироксен-биотитовые плагиогнейсы (метагранодиориты). Нормализация содержаний проведена на состав примитивной мантии и хондрита CI по (Sun, McDonough, 1989).

Двупироксеновые тоналитовые гнейсы (mg#=44-50), метаглиноземистые (ASI 0.89-0.93) по сравнению с габброидами богаче P_2O_5 0.32-0.53 мас. % и Cr 44-105 ppm. На спайдерграммах положительные аномалии по Rb, Ba, Pb, U, иногда Nb, отрицательные по Ti, слабее по Ta, не проявлен минимум по Nb. По общему содержанию REE перекрываются с габброидами (ΣREE 71.66-84.90 ppm), фракционированное распределение слабое $(La/Yb)_N$ 4-6, проявлен Eu-минимум (Eu/Eu* 0.73 – 0.89).

[1] mg# - индекс магнезиальности, $mg\# = 100 \cdot Mg/(Mg+Fe^{2+}+Fe^{3+})$, в атомных количествах.

Пироксен-биотитовые плагиогнейсы (метагранодиориты) известковистые, пералюминовые (ASI 1.0-1.11), на спайдерграммах отмечаются положительные аномалии по Rb, Ba, Pb, U, отрицательные – по Nb, Ta, P. По содержанию REE они блики к более меланократовым гранулитам (ΣREE 95-66 ppm), но более деплетированы HREE и резко выражена положительная аномалия европия (Eu/Eu*=1.48-2.23). Геохимические особенности плагиогнейсов (SiO_2 68-72 масс %, Al_2O_3 14.8-15.8 масс%, mg# 0.34-0.39), Sr 415-650 ppm, K_2O/Na_2O=0.46-0.99, низкое содержание (ppm): Yb 0.19-0.43, Y 2.07-6.18, Nb 1.9-4.57, а также высокие величины отношений $(La/Yb)_N$ = 25-92 и Sr/Y= 96-200, подобны таковым в породах ТТГ-(тоналит-трондьемит-гранодиоритовой) серии. Отличие только в резко выраженной положительной Eu-аномалии, связанной с обогащением плагиогнейсов порфиробластами плагиоклаза. Деплетированность Ta (0.05-0.13 ppm) при содержании Nb 1.9–4.57 ppm соответствует отношению Nb/Ta 35–61, что свойственно ТТГ, формирующимся при частичном плавлении в условиях гранулитовой фации (Hoffmann et al., 2011).

Датирование циркона из 7 проб вышеуказанных пород (всего 134 определения) (табл. 1) в основном ориентировалось на зерна с ритмичной (магматической) зональностью (рис. 2), сохранившиеся в процесс гранулитового метаморфизма. Кристаллизация магматических пород с наибольшей вероятностью происходила около 2040 млн лет. На это указывают конкордантные значения 2042±9 – 2039±9 млн лет и верхние пересечения линий дискордии 2053±19 – 2045±10 млн лет.

Таблица 1. Результаты датирования циркона U-Pb методом (SHRIMP)

№ пп.	№№ проб	Порода	N	Т к млн лет	Пересечения дискордии		Т ср млн лет	СКВО
					нижнее млн лет	верхнее млн лет		
1	510	2Px кристаллосланцы	11		1157±440	2043±42		0.50
2	804	2Px кристаллосланцы	10	2040±9				0.14
3	317A	2Px кристаллосланцы	11		931±180	2053±19		1.7
4	66-1	2Px гнейсы	32				2044	
5	46-1	2Px гнейсы	25	2042±9				0.28
6	10-1	Px-Bt плагиогнейсы	23	2039±9				3.0
7	505	Px-Bt плагиогнейсы	22		127±480	2045±10		0.52

Примечания. N – количество точек измерений; Тк – конкордантный возраст; Тср – средний возраст ядер циркона; СКВО – среднеквадратичное отклонение для возраста.

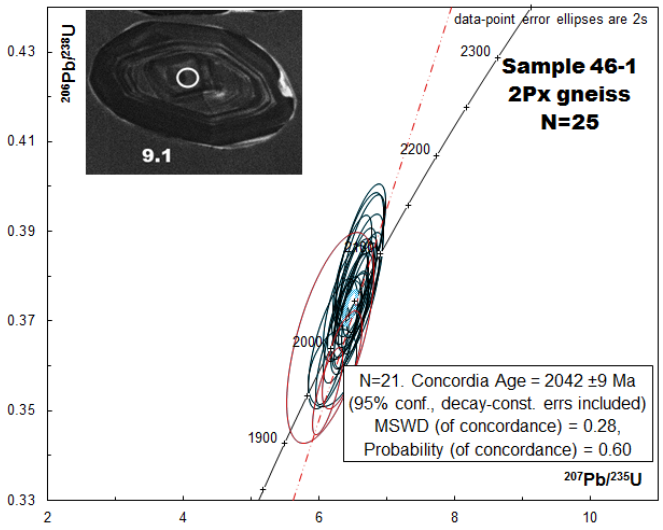


Рис. 2. Катодолюминесцентное изображение типового циркона из двупироксенового гнейса тоналитового состава (пр. 46-1) и его конкордантный возраст. Красными эллипсами показаны измерения по однородным каймам, линия дискордии по которым, имеет верхнее пересечение 2062±160 млн лет (СКВО 0.77).

Sm-Nd изотопная система была изучена в тех же пробах пород, датированных U-Pb методом. Породы характеризуются хорошей сохранностью Sm-Nd изотопной системы, величина отношения $^{147}Sm/^{144}Nd$ находится в диапазоне 0.09- 0.15.

Таблица 2. Sm-Nd изотопная система в породах

№ пп.	№№ проб	T возраст, млн лет	Sm, г/т	Nd, г/т	$^{147}Sm/^{144}Nd$	$^{143}Nd/^{144}Nd$	$\varepsilon_{Nd}(T)$	$T_{Nd}(DM)$ млрд лет	$T_{Nd}(DM\text{-}2St)$ млрд лет
1	510	2040	3.92	19.3	0.12323	0.511787	2.7	2.29	2.28
2	804	2040	4.69	18.6	0.15215	0.512169	2.5	2.42	2.29
3	41-1	2040	6.94	36.5	0.11484	0.511640	2.0	2.32	2.34
4	66-1	2040	4.37	20.0	0.13220	0.511973	4.0	2.20	2.18
5	46-1	2042	3.46	17.0	0.12298	0.511856	4.1	2.17	2.17
6	10-1	2039	2.09	12.7	0.09951	0.511490	3.1	2.21	2.25
7	505	2045	2.16	14.1	0.09306	0.511385	2.8	2.22	2.28

Все породы характеризуются положительной величиной $\varepsilon_{Nd}(T)$= 2.5-4.1. Большинство Nd-модельных возрастов протолитов по одно- и двух стадийной моделям близки или совпадают, что указывает на отсутствие взаимодействия с породами коры и может интерпретироваться как рост циркона в ювенильных породах новой коры, источником которой была деплетированная мантия. Минимальный Nd-модельный возраст 2.17 млрд лет получен для метатоналитов с магматическим цирконом хорошей сохранности и U-Pb возрастом 2042±9 млн лет, что указывает на короткую коровую предысторию тоналитов.

Выводы. Результаты датирования ортогранулитов в среднем течении р. Налим-Рассоха на участке между ее притоками Сюлюргябит и Киенг-Юрях показали, что здесь в хардахском метаморфическом комплексе развиты метаинтрузивные образования с возрастом около 2040 млн лет. Положительные значения величины εNd(T) от +2.5 до +4.2 указывают на принадлежность метамагматических пород к ювенильному надсубдукционному комплексу. Мафитовые гранулиты габброидного состава, как и ранее изученные метаультрамафиты (Гусев и др., 2025), геохимически подобны магматическим породам внутриплитного магматизма, в то время как породы кислого состава сходны с ТТГ-ассоциацией. Магматические породы с возрастом около 2040 млн лет подтверждают широкомасштабную палеопротерозойскую субдукцию океанической литосферы в Хапчанском орогенном поясе Анабарского щита, возможно осложненную деятельностью мантийного плюма. Палеопротерозойская субдукция океанической коры подтверждается датированием эклогитовых ксенолитов из кимберлитов северо-восточнее Анабарского щита (Sun et al., 2025). Анализ изотопного состава кислорода гранатов в эклогитах из ряда трубок указывает на то, что алмазоносные эклогиты или по крайней мере часть из них, сформированы в процессе субдукции корового протолита (Специус и др., 2025).

Список литературы

1. Гусев Н.И., Романова Л.Ю. Палеопротерозойский Салтахский плутон (Анабарский щит): вещественный состав, возраст, геодинамическая обстановка формирования // Записки Горного института. 2025. Т. 272. С. 16-39.
2. Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г. Ультрамафиты OIB-типа в Хапчанском орогенном поясе Анабарского щита // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Якутск : Издательский дом СВФУ, 2025. С. 322-327.
3. Гусев Н. И., Романова Л. Ю. Вещественный состав и возраст пород рудовмещающего комплекса на золоторудном участке «Пологий» Билляхской тектонической зоны (Анабарский щит) // Структура, вещество, история литосферы Тимано-Североуральского сегмента: Материалы 33-й научной конференции. Сыктывкар: ИГ Коми НЦ УрО РАН, 2024. С. 27-33.
4. Гусев Н.И., Романова Л.Ю., Скублов С.Г. Эволюция метаморфизма в Хапчанской зоне Анабарского щита по редкоэлементному составу циркона из гнейсов // Современные проблемы геохимии – 2023: Иркутск: Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, 2023. С. 48-50.

5. 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.
6. Специус З., Валлей Д., Иванов А. Изотопия кислорода гранатов и углерода алмазов в ксенолитах из кимберлитов Якутии как признаки субдукции коры и многостадиального роста алмазов // Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России: Якутск : Издательский дом СВФУ, 2025. С. 235-240.
7. Hoffmann, J.E., Münker, C., Noeraa, T. et al. Mechanisms of Archean crust formation inferred from high precision HFSE systematics in TTGs // Geochim. Cosmochim. Acta. 2011. Vol. 75. P. 4157–4178.
8. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.
9. Sun J., Tappe S., Kostrovitsky S. et al. Timing of subduction along the northern margin of the Siberian craton: Lu-Hf and Sm-Nd isochrons for kimberlite-borne mantle eclogite xenoliths // Lithos. 2025. Vol. 508–509. 108062.

Геохимия ископаемых остатков ихтиофауны живет-франских отложений Ленинградской области

Гусева Ж.Ф.[1], Кузнецов А.Б.[2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, st097743@student.spbu.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Введение. Девонские отложения Главного девонского поля (ГДП) на северо-западе Восточно-Европейской платформы представлены широким набором осадочных пород – от континентальных красноцветных песчаников до прибрежно-морских карбонатов и глин. В них обнаружены многочисленные остатки ихтиофауны (бесчелюстные, плакодермы, акантоды, лопастеперые рыбы), имеющие важное стратиграфическое значение. До сих пор остаются дискуссионными вопросы о солености палеобассейнов, в которых обитали эти рыбы. Традиционные литологические и палеонтологические методы не всегда позволяют однозначно определить палеосоленость. Поэтому для оценки солености бассейна может быть использован изотопный состав Sr апатита скелетных элементов и костных остатков рыб.

Для ГДП такие исследования проведены при Sr-изотопном анализе ихтиофауны желонского и саргаевского горизонтов нижнего франа Латвийской седловины и Оршанской впадины Беларуси (Plax et al., 2023). Настоящая работа продолжает региональные палеогеографические исследования по реконструкции условий обитания девонских рыб.

Материал и методы. Остатки костей, зубов и чешуи девонских рыб и бесчелюстных происходят из отложений живетского и франского ярусов из разрезов Ленинградской области (Яхново, Бор, Ям-Тесово, Сиверское) и Псковской области (Изборский карьер). Большинство образцов любезно предоставлено В.Н. Глинским (Музей ЦНИГР), а треть образцов – личные сборы автора 2022–2025 гг. Определение систематической принадлежности проводилось по макроскопическим анатомическим признакам. Зубы изучались в шлифах под поляризационным микроскопом. В образцах определены концентрации Ca, P, Mg, Mn, Fe и Sr методом атомно-эмиссионной спектроскопии. Изотопный состав стронция измерен на термоионизационном масс-спектрометре Triton TI.

Петрографическое исследование зубов выявило сохранность первичной сложнодендродонтной складчатой и радиальной структуры. Однако в некоторых пульпах наблюдаются полости, заполненные эпигенетическим кальцитом и окислами железа.

Содержание Ca в апатите ископаемых остатков варьирует от 27.8 до 39.3% (среднее 36.1%), P – от 17.8 до 26.0% (среднее 23.0%), Mg – 0.055–0.8%. Зубы в среднем содержат больше Mg (0.44%) и меньше Mn (0.11%) и Sr (540 мкг/г), чем другие остатки. Содержание Sr от 500 до 1000 мкг/г, при этом костные пластины максимально обогащены Sr.

Весовое отношение Ca/P варьирует от 1.45 до 2.16, молярное – от 1.12 до 1.67 (среднее 1.19). Наибольшее молярное Ca/P (1.67) зафиксировано для пластинки *Psammosteus meandrinus*, наименьшее (1.12) – для пластинки *Psammolepis venjukovi*. Значения Ca/P сопоставимы с этим отношением в остатках ихтиофауны из девонских отложений Гренландии

и Китая (молярное Ca/P = 1.19, Goedert et al. 2018). Эта величина характерна для костных остатков, сложенных карбонат-фторапатитом (франколитом). Концентрации Fe (0.23–0.56%) и Mn (0.052–0.44%) значительно ниже, чем в диагенетически измененных фосфатных остатках (Nemliher et al., 2004), что свидетельствует о хорошей сохранности.

Все измеренные значения $^{87}Sr/^{86}Sr$ в зубах и остатках укладываются в интервал 0.7102–0.7132, что существенно выше, чем в морской воде живет-франского времени (0.7078–0.7080, McArthur et al., 2012). Высокое отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ указывает на доминирующую роль континентального стока при дефиците морской воды в девонском бассейне. Наиболее низкие и однородные значения характерны для местонахождения Сиверское (медиана 0.7107), наиболее высокие – для Бора (медиана 0.7127).

Модельный расчет палеосолености проводился по уравнению двухкомпонентной смеси, где для морской воды взято отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ для живет-франского времени, а для континентального стока значения для современной Невы, отражающие размыв Балтийского щита и северо-запада Восточно-Европейской платформы (Плакс и др., 2023). Расчет палеосолености представлен в графике на рис. 1.

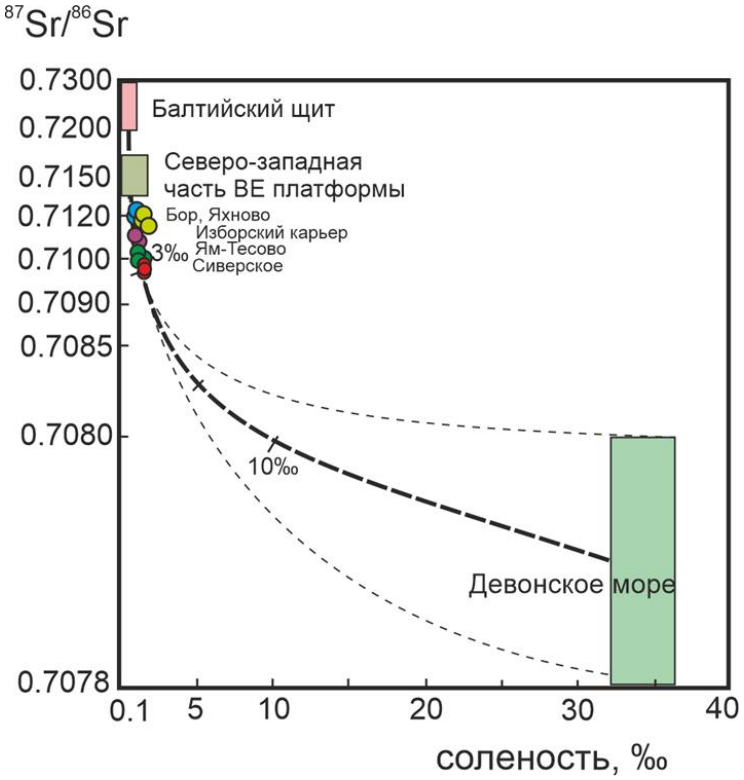


Рис. 1. Отношение $^{87}Sr/^{86}Sr$ в ископаемых остатках ихтиофауны из разрезов Бор, Яхново, Ям-Тёсово, Изборский карьер и Сиверское. Пунктирными линиями обозначены гипотетические линии смешения состава морской воды раннефранского времени (McArthur et al., 2012) и пресной воды континентального стока в северо-западной части Восточно-Европейской (ВЕ) платформы (Плакс и др., 2023).

Построение кривой смешения вод морского и континентального происхождения (рис. 1) позволило определить, что девонский бассейн на территории современных Ленинградской и Псковской областей обладал соленостью в пределах 3–5‰, что сопоставимо с современным Финским заливом.

Выводы. Таким образом, ихтиофауна востока ГДП в живет-франское время обитала в опресненных, солоноватоводных обстановках с сильным влиянием речного стока, что объясняет доминирование эвригалинных форм (Bothriolepididae, Psammosteidae) над типично морскими группами. Полученные выводы согласуются с литолого-геохимическими данными для арукюлаской, ям-тесовской и важинской свит ГДП и свидетельствуют о господстве аллювиальных и прибрежно-морских фаций (Енгалычев, Панова, 2011). Факторами, контролирующими вариации $^{87}Sr/^{86}Sr$, являются географическое положение и возраст; таксономические различия вторичны.

Список литературы

1. Енгалычев С.Ю., Панова Е.Г. Геохимия и генезис песчаников восточной части Главного девонского поля на северо-западе Русской плиты. СПб., 2011.
2. Плакс Д.П., Кузнецов А.Б., Гаврилова А.А., Кульков А.М. Опорные разрезы, ископаемая ихтиофауна и Sr-изотопная характеристика отложений нижнего франа Латвийской седловины и Оршанской впадины, Беларусь // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2023. Т. 31. № 6. С. 20–49.
3. Goedert J. et al. Euryhaline ecology of early tetrapods revealed by stable isotopes // Nature. 2018. V. 558. P. 68–72.
4. McArthur J.M., Howarth R.J., Shields G.A. Strontium isotope stratigraphy // The Geologic Time Scale. Elsevier, 2012. Chap. 7. P. 127–144.
5. Nemliher J.G. et al. Transformation of hydroxyapatite of bone phosphate from the ocean bottom during fossilization // Lithology and Mineral Resources. 2004. V. 39. № 5. P. 468–479.

Первые петромагнитные данные по гранитам Тервуского плутона (Северное Приладожье, Свекофеннский пояс)

Дородных А.В.[1], Казанский А.Ю.[2,3], Правикова Н.В.[1], Балтыбаев Ш.К.[4,5], Глушкина В.И.[4,5], Анисимов Р.Л.[4,5]

[1] *Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, геологический факультет* Annadorodnykh@mail.ru
[2] *Геологический институт РАН*
[3] *Институт земной коры СО РАН*
[4] *Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле*
[5] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

В юго-восточной части Свекофеннского пояса (Северное Приладожье) широко развиты позднеорогенные магматические комплексы, становление которых происходило в интервале 1.87–1.86 млрд лет назад (Ладожская…, 2020). Тектоническая активизация, обусловленная надвиганием пород Свекофеннского пояса на породы Карельского кратона, привела к возникновению зон сжатия и комплементарного растяжения, выполненных гранитоидными расплавами. Одной из ключевых зон растяжения является Тервуская зона брекчирования (ТЗБ) субширотного простирания, дискордантная по отношению к более ранним структурам северо-западного простирания (Балтыбаев и др., 2023). Формирование ТЗБ и гранитных тел в ее пределах связано со сменой пластических деформаций в породах рамы на упруго-пластические в условиях среднетемпературного (500–600°С) метаморфизма (Балтыбаев и др., 2023).

В центральной части ТЗБ расположена Тервуская интрузия. Эта гранитная интрузия обнажается в виде прямоугольного тела площадью около 50 км^2, вытянутого в северо-восточном направлении. Западный контакт интрузии с вмещающими породами имеет субвертикальное падение (около 80°), в то время как восточный падает под углом 45–50° (Саранчина, 1972) к западу. Для гранитов характерна трахитоидность, обусловленная субпараллельным расположением удлиненных кристаллов микроклина. Трахитоидность ориентирована в северо-восточном направлении на всей площади массива и совпадает с полосчатостью или гнейсовидностью пород. Вмещают Тервускую интрузию мигматизированные толщи биотитовых и гранат-биотитовых гнейсов, имеющие в этом районе преимущественно северо-восточное простирание. Гнейсы метаморфизованы в условиях гранулитовой фации 700–800°С с последующим снижением температуры до 500–600°С и соответствующими регрессивным преобразованиями (появлением в них мусковита, хлорита и т.п. низкотемпературных минералов). На юго-востоке интрузия контактирует с более древними (1878 ± 3 млн лет) огнейсованными кварцевыми диоритами Лауватсарского массива (Балтыбаев и др., 2004).

Граниты традиционно считаются массивными, лишенными выраженной внутренней структуры. Однако, как показывают детальные исследования, часто граниты не бывают полностью структурно изотропными. В таком случае выявление их внутренней структуры важно для понимания условий внедрения магматических тел, оценки направления потоков расплава и кинематики деформации. Однако классические структурные методы не всегда

пригодны при слабо выраженной или вовсе невидимой в обнажениях ориентировке минералов. В таких случаях можно использовать петромагнитный метод, базирующийся на анализе анизотропии магнитной восприимчивости. В данном сообщении мы приводим первые петромагнитные данные по породам Тервуской интрузии с целью анализа внутренней структуры магматической камеры.

Для петромагнитных исследований в течение полевого сезона 2026 г. нами на предварительно выбранных точках с помощью переносного электрического бура с алмазной коронкой были отобраны 110 образцов (кернов) из 11 точек (обнажений), в том числе из 10 точек из гранитов, диоритов из ксенолитов и гнейсов из скиалитов, 1 – из вмещающих диоритов. Стандартный диаметр получаемых кернов составлял 25 мм при длине около 5 см. Керны были сориентированы с помощью магнитного и солнечного компасов (Tarling, Hrouda, 1993) и в лаборатории распилены на стандартные образцы высотой 20 мм. Величина объемной магнитной восприимчивости (k) и ее анизотропия (AMS) измерялись на каппа-мосте MFK-1A (AGICO, Чехия) в Лаборатории Палеомагнетизма ГИН РАН. Все исследования проводились по стандартной методике (Tarling, Hrouda, 1993).

В результате проведенных исследований установлено, что распределение магнитной восприимчивости (MS) в гранитах неоднородно. MS меняется от 3 до 16 $\times 10^{-5}$ СИ и лишь в одной точке (T11) достигает 50 $\times 10^{-5}$ СИ. При этом значения MS у образцов в пределах одной точки могут различаться в 2-5 раз. Несколько более магнитные диориты 20-30 $\times 10^{-5}$ СИ и гнейсы 8-20$\times 10^{-5}$ СИ. Эллипсоиды AMS у большинства (70%) образцов имеют форму сплюснутого диска или шара, форма у остальных – вытянутая. К ним, в основном, относятся образцы диоритов, гранитов из точки T11 и единичные образцы гранитов из отдельных точек.

Характерной особенностью всех образцов является обращенная магнитная текстура, то есть максимальная ось AMS (K1) ориентирована субвертикально, а средняя (K2) и минимальная (K3) ориентированы субгоризонтально и имеют большой азимутальный разброс. Формирование обращенной магнитной текстуры может быть обусловлено различными причинами. Среди них: (1) наличие однодоменных (SD) зерен магнетита; (2) выравнивание зерен не параллельно потоку при течении вязкого расплава или (3) тектонические процессы (изменение положения массива в пространстве или деформации). Подробнее с этим вопросом можно ознакомиться в работе (Trippanera et al., 2020) и ссылках в ней.

На данном этапе исследований мы не можем подтвердить или опровергнуть ни одну из перечисленных причин. Однако по косвенным признакам можно оценить первичность наблюдаемой магнитной текстуры. В относительно сильномагнитных гранитах распределение K1 вытянуто в СВ или ССВ направлении. В гранитах с низкими значениями AMS эта ориентировка выражена слабее. В целом направления K1 согласуются с направлением трахитоидности, что указывает на магматическую природу магнитной текстуры. В диоритовых ксенолитах магнитная текстура различна и ни в одном случае не согласуется с магнитной текстурой гранитов. Сохранность в диоритовых ксенолитах первичной магнитной текстуры может указывать на отсутствие воздействия на ксенолиты высокотемпературного метаморфизма и деформаций. Магнитная текстура гнейсов из скиалитов имеет большое сходство (но не идентичность) с магнитной текстурой гранитов. Различия между ними заключаются в степени анизотропии и кучности распределения осей анизотропии. Такое сходство можно объяснить интенсивным воздействием гранитного расплава на блоки гнейсов.

Выводы. Анализ данных AMS дает возможность предварительно определить первичную, вероятно, магматическую природу выявленной магнитной текстуры. Это позволяет определить направление движения расплава внутри массива, но не позволяет подтвердить или опровергнуть описанную ранее (Саранчина, 1972) форму массива.

Корреляция петромагнитных данных с микроструктурными наблюдениями (например, с формой и ориентировкой зерен биотита и полевого шпата в шлифах) позволит надежно

отличать магматические структуры и текстуры, характеризующие движение магмы, от тектонической переориентировки, возникающей в ходе более поздней деформации. Для более надежных выводов нужно учитывать всю совокупность данных: структурную позицию вмещающих пород, минералогию образцов и ряд других факторов. Такой комплексный анализ данных нами планируется в ближайшем будущем.

Работа Правиковой Н.В. и Дородных А.В. проведена в рамках государственного задания МГУ имени М.В. Ломоносова, А.Ю. Казанского – государственных заданий ГИН РАН и ИЗК СО РАН.

Список литературы

1. Балтыбаев Ш.К., Левченков О.А., Бережная Н.Г., Левский Л.К., Макеев А.Ф., Яковлева С.З. Время и длительность свекофеннской плутоно-метаморфической активности на юго-востоке Балтийского щита (Приладожье) // Петрология. 2004. Т. 12. № 4. С. 374–393.
2. Балтыбаев Ш.К., Ризванова Н.Г., Кузнецов А.Б., Петракова М.Е., Вивдич Э.С. Позднеорогенные гранитоиды в Тервуской агматитовой зоне в юго-восточной части Свекофеннского пояса (Северное Приладожье, Россия) // Доклады АН. 2023. Т. 511. № 2. С. 72–80.
3. Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Н.В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2020. 435 с.
4. Саранчина Г.М. Гранитоидный магматизм, метаморфизм и метасоматоз докембрия (на примере Приладожья и других областей). Ленинград: Изд-во Ленингр. ун-та, 1972. 127 с.
5. Tarling D.H., Hrouda F. The magnetic anisotropy of rocks. London: Chapman & Hall, 1993. 217 p.
6. Trippanera D., Porreca M., Urbani S., Kissel C., Winkler A., Sagnotti L. et al. Interpreting inverse magnetic fabric in Miocene dikes from Eastern Iceland // Journal of Geophysical Research: Solid Earth. 2020. V. 125. e2020JB020306.

Особенности ИК-спектроскопии кордиеритов различных генетических типов

Жаркова Е.В., Васильев Е.А.

Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, liaazarkova@yandex.ru

Введение. Кордиерит и его железистая разновидность секанинаит являются кольцевыми алюмосиликатами, структура которых содержит каналы вдоль кристаллографической оси *c*, способные вмещать молекулы H_2O, CO_2, катионы металлов (Na, K, Cs и др.) и другие флюидные компоненты. Включения в этих каналах отражают состав минералообразующего флюида, и сохраняются после завершения кристаллизации, что делает кордиерит перспективным индикатором P-T-условий метаморфизма (Bertoldi et al., 2004). Известно, что высокотемпературные кордиериты гранулитовой фации обогащены CO_2, тогда как низкотемпературные (амфиболитовая фация) содержат преимущественно H_2O (Santosh et al., 1993). Целью настоящей работы является применение метода порошковой ИК-спектроскопии для быстрой диагностики типа канальных флюидных компонентов в кордиеритах и выявление особенностей, свойственных одной генетической группе.

Методы. В работе исследовались 19 образцов: 4 образца секанинаита из гранитных пегматитов гранулитового массива Дольни Бори (Чехия), 9 образцов кордиерита из пород амфиболитовой фации (Памир, Финляндия, Горный Алтай, Прибайкалье, Нагорье Сангилен) и 6 образцов кордиерита из пород гранулитовой фации (Алданский щит, Анабарский щит). Пробоподготовка заключалась в истирании монофракций минералов в ступке до порошка, смешение с KBr в пропорции 1:10 (20 мг минерала на 200 мг KBr) и прессование таблеток под давлением. Спектры регистрировались на Фурье-спектрометре Vertex 70 в диапазоне 350–7500 $см^{-1}$ с разрешением 2 $см^{-1}$. Измерение фона производилось на чистом KBr для исключения вклада сорбированной воды. Анализировались оптические плотности полос, соответствующих валентным колебаниям H_2O (3689 $см^{-1}$ – H_2O I-типа, не связанная со щелочными катионами; 3574 $см^{-1}$ – H_2O II-типа, ассоциированная с Na^+) и асимметричному валентному колебанию CO_2 (2348 $см^{-1}$).

Результаты. На всех спектрах отчетливо проявлены полосы поглощения воды и углекислого газа. При визуальном и полуколичественном сравнении выделяются три группы образцов, различающиеся соотношением интенсивностей пиков:

- Секанинаиты пегматитов Дольни Бори: доминирует широкая полоса H_2O II-типа с максимумом 3574 см$^{-1}$, полоса H_2O I-типа (3689 см$^{-1}$) выражена слабо, пик CO_2 практически отсутствует (рис. 1).
- Кордиериты амфиболитовой фации: основная полоса – 3689 см$^{-1}$, полоса 3574 см$^{-1}$ заметно ниже или проявляется как перегиб, пик CO_2 незначителен (рис. 2).
- Кордиериты гранулитовой фации: резкое увеличение пика CO_2 (2348 см$^{-1}$), полосы воды ослаблены слабо выделяются (рис. 3). Это согласуется с литературными данными о преобладании углекислотного флюида в условиях гранулитовой фации (T > 700°C).

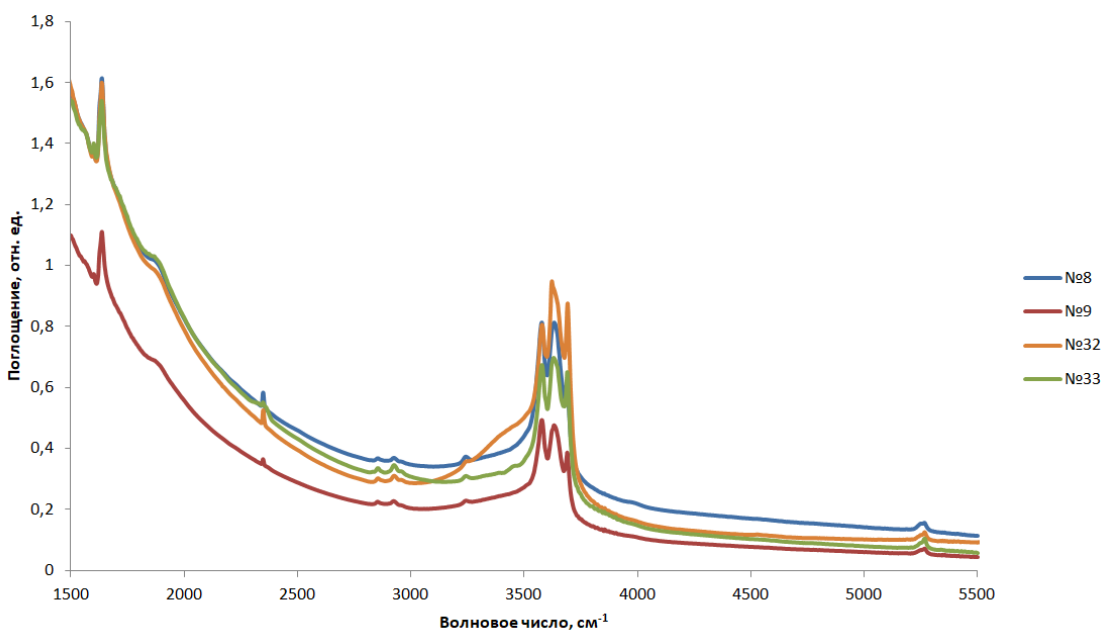


Рис. 1. ИК-спектры поглощения образцов секанинаита из гранитных пегматитов гранулитового массива Дольни Бори

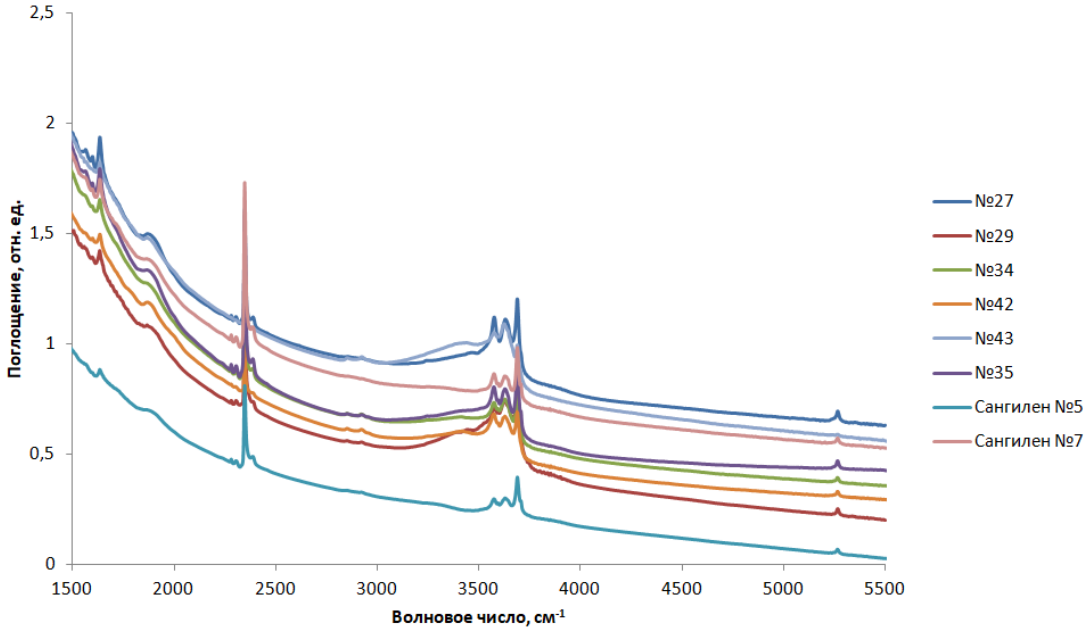


Рис. 2. ИК-спектры поглощения образцов кордиерита амфиболитовой фации

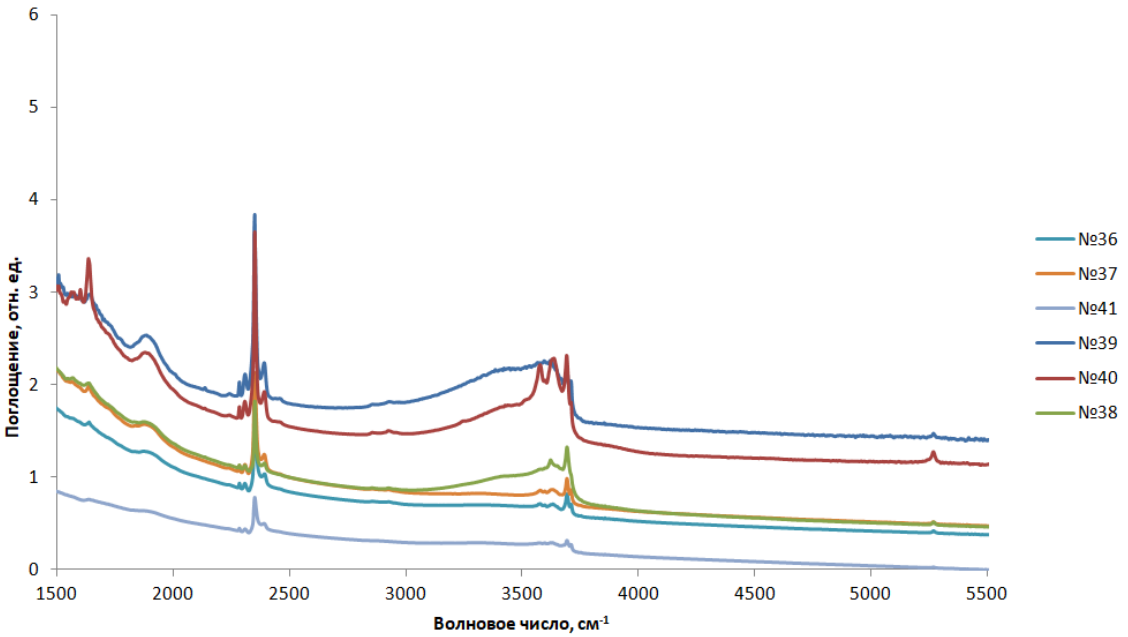


Рис. 3. ИК-спектры поглощения образцов кордиерита гранулитовой фации

Обсуждение. Полученные закономерности хорошо коррелируют с известными экспериментальными и петрологическими данными. В секанинаитах из пегматитов присутствие Na в каналах оказывает ориентирующее воздействие на H_2O, чем объясняется интенсивный пик 3574 $см^{-1}$ (H_2O II-типа). В кордиеритах из пород амфиболитовой фации, напротив, щелочные катионы не накапливаются, и в каналах концентрируется H_2O I-типа. В кордиеритах из пород гранулитовой фации CO_2 значительно преобладает над включениями воды, что объясняет высокую интенсивность пика 2348 $см^{-1}$ и незначительную интенсивность пиков воды. Таким образом, ИК-спектроскопия позволяет разделять различные генетические группы кордиерита по интенсивности пиков H_2O и CO_2.

Заключение. Метод порошковой ИК-спектроскопии проанализировано 19 образцов кордиерита и секанинаита. Установлено, что отношение интенсивностей полос 3689 $см^{-1}$ (H_2O I-типа), 3574 $см^{-1}$ (H_2O II-типа) и 2348 $см^{-1}$ (CO_2) четко коррелирует с генезисом минералов: секанинаиты пегматитов обогащены H_2O II-типа, кордиериты амфиболитовой фации – H_2O I-типа, кордиериты гранулитовой фации – CO_2.

Список литературы

1. Bertoldi C., Proyer A., Garbe-Schönberg D., Behrens H., Dachs E. Comprehensive chemical analyses of natural cordierites: implications for exchange mechanisms // Lithos. 2004. V. 78. P. 389–409.
2. Santosh M., Jackson D.H., Harris N.B.W. The significance of channel CO_2 in cordierite // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1993. V. 114. P. 102–115.

Геофизическое исследование геодинамики подработанного массива

Зуев П.И.

Институт горного дела Уральского отделения РАН, zuev@igduran.ru

Введение. Комплексное инженерно-геофизическое обследование подработанных массивов горных пород является необходимым условием обеспечения промышленной безопасности и устойчивости ответственных объектов недропользования. Объектом исследований выступил участок в пределах г. Берёзовский Свердловской области, где велась активная подземная разработка с XVIII до начала XX века на глубинах до 50 м. Было заложено свыше тысячи мелких шахтных стволов, также осуществлялась нелегальная добыча, места таких выработок не

зафиксированы (Калугина и др., 2017; Ronczka et al., 2017; Zuev et al., 2020). Для локализации потенциально опасных зон сначала применялась электротомография. На одном из профилей на глубине около 10 м была зафиксирована четкая геоэлектрическая аномалия, интерпретированная как зона разуплотнения массива, связанная с погашенной горизонтальной выработкой. Для верификации полученных данных были проведены сейсморазведочные работы. Анализ разреза коэффициента Пуассона подтвердил наличие локального участка с пониженными упругими характеристиками грунтов на глубине ~10 м, что пространственно коррелирует с результатами электротомографии. Несмотря на успешную локализацию неоднородностей, для оценки геодинамических процессов были проведены радонометрические исследования, в том числе для выявления и пространственного оконтуривания деформационных зон в плане, что и составляет предмет настоящего исследования.

Методы и материалы. Измерения объемной активности радона (ОАР, Бк/м³) в почвенном воздухе выполнялись радиометром альфа-активных газов РГА-500 по профильным линиям. Отбор проб осуществлялся из шпуров глубиной 0,8 м. Для выделения геодинамической составляющей в формировании радонового поля проводилось нормирование измеренных значений ОАР. С этой целью данные группировались по однородным геохимическим и гидрогеологическим условиям (Далатказин, 2023; Уткин, Юрков, 2010; Уткин и др., 2008; Ялпута и др., 2020). Рассчитываются нормированные значения ОАР для каждой точки измерения:

$$N_i = Q_i / Q_{ср.группы} \qquad (1)$$

где N_i – нормированная объемная активность радона точки измерения; i – безразмерная величина; Q_i – значение объемной активности радона в почвенном воздухе точки измерения на профильной линии, Бк/м^3; $Q_{\text{ср.группы}}$ – среднеарифметическое значение объемной активности радона в почвенном воздухе группы значений, Бк/м^3. ^{222}Rn

Составляется карта распределения нормированных значений объемной активности радона в почвенном воздухе, далее осуществляется геодинамическое районирование. Определялось суммарное и раздельное содержание объемной активности почвенного радона (^{222}Rn) и торона (^{220}Tn): $Q^{222}Rn + Q^{220}Rn$, $Q^{222}Rn$ *и* $Q^{220}Rn$ (Bossew, 2003; Ульянов, 2015).

Для картирования деформационных зон растяжения (A_P) и сжатия (A_C) применялись расчетные соотношения:

$$A_P = Q^{222}Rn / Q^{220}Rn \qquad (2)$$

$$A_c = Q^{220}Rn / Q^{222}Rn \qquad (3)$$

где $Q^{222}Rn$ — объемная активность ^{222}Rn, Бк/м³; $Q^{220}Rn$ — объемная активность ^{220}Rn, Бк/м³.

После отбора проба почвенного воздуха выдерживалась в измерительной камере в течение 300с для полного распада короткоживущего ^{220}Rn (период полураспада ~55с). Повторное измерение позволяло определить объемную активность ^{222}Rn. Исследования проводились на участке размером 20×35 м, над аномалией разуплотнения, выявленной ранее методами электротомографии. Съемка выполнялась по регулярной сети 5×5 м, в 40 точках.

Результаты. Согласно карте геодинамического районирования, аномалии нормированных значений ОАР в почвенном воздухе пространственно приурочены к местам расположения погашенных вертикальных горных выработок, что подтверждает эффективность предложенного подхода для локализации скрытых деформационных зон [10,11] (рис.1,2,3).

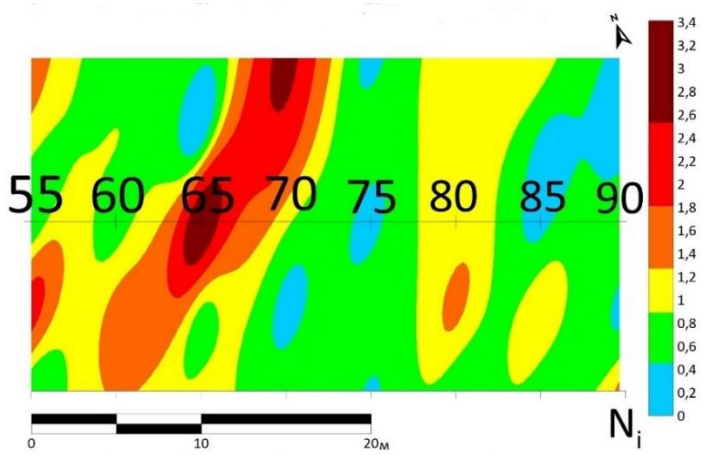


Рис. 1. Карта относительной современной геодинамической активности *Ni*.

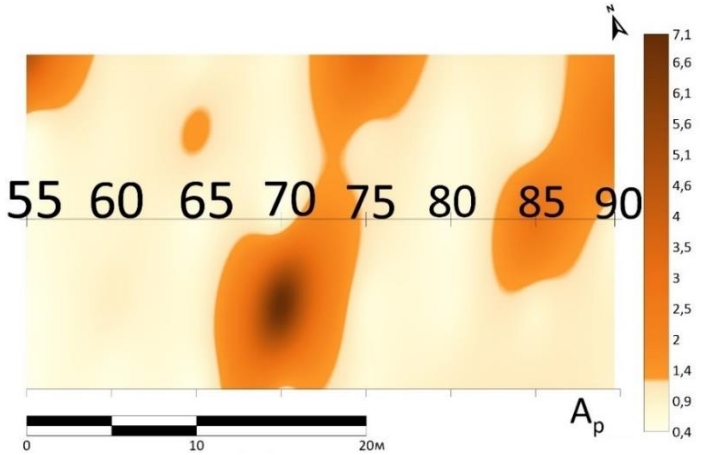


Рис. 2. Карта распределения показателя деформаций растяжения A_p.

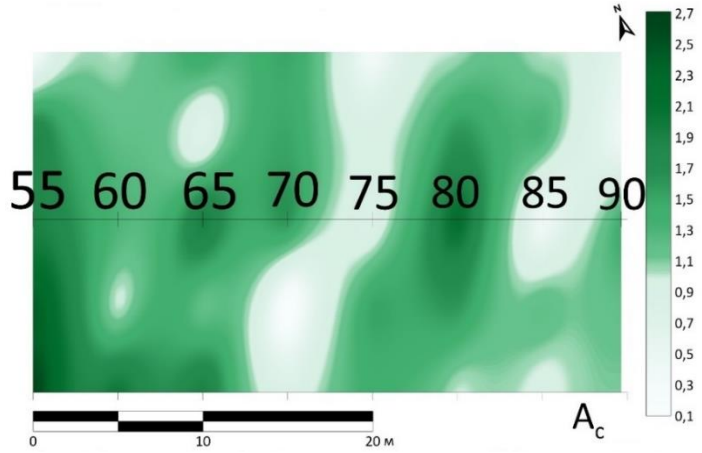


Рис. 3. Карта распределения показателя деформаций сжатия A_c.

Обсуждение. Интерпретация полученных данных проведена с учетом современных представлений о механизмах формирования почвенного радона (^{222}Rn) (Адушкин и др., 2005; Далатказин и др., 2019; Семинский и др., 2019; Сердюкова, Капитонов, 1969; Спивак, 2008):

1. Аномальные значения показателя A_r приурочены к зонам, где нарушен естественный канал поступления ^{222}Rn. Разуплотнение пород, вызванное неглубоким техногенным объектом, формирует приповерхностный слой с повышенной пористостью. В таких условиях миграция ^{222}Rn к поверхности осуществляется преимущественно диффузионным, конвективным и эффузионным путями, что приводит к снижению его концентрации. При этом сохраняется исходное соотношение ^{222}Rn/^{220}Rn, что указывает на неизменность генетических процессов изотопного образования. Следовательно, отклонения показателя A_r могут служить надежным индикатором зон разуплотнения (Уткин и др., 2008).

2. К западу и востоку от выявленной зоны разуплотнения прослеживаются субмеридиональные участки с повышенными значениями показателя A□. Увеличение

концентрации почвенного радона здесь обусловлено вибрационным воздействием, сопровождающим процессы сжатия и деформирования горного массива, что повышает газопроницаемость пород и способствует локальной аккумуляции радона.

3. В северо-западной части исследуемой территории зафиксирована аномалия A_r, пространственно сопряженная с зоной активного дизъюнктивного нарушения. Преобладание растягивающих деформаций в данной зоне создает условия для интенсивной миграции газообразных флюидов, что и отражается в изменении показателя A_r (Селюков, Стигнеева, 2010).

Заключение. На основе современных теоретических представлений о формировании почвенного радонового поля экспериментально подтверждена устойчивая корреляция между радонометрическими показателями и характером геодинамических напряжений в горном массиве. Установленные закономерности позволили надежно идентифицировать и классифицировать типы деформационных структур по характеру радоновых аномалий на: малоглубинные зоны разуплотнения; активные дизъюнктивные нарушения; участки деформаций сжатия. Практическая апробация радонометрии на локальном участке подработанной территории подтвердила ее высокую информативность для оперативной оценки современной геодинамической активности. Полученные результаты свидетельствуют о значительном потенциале метода для решения прикладных задач инженерной геологии, мониторинга устойчивости горных массивов и прогнозирования деформационных процессов в зонах техногенного воздействия.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания № 075-00408-26-00. № гос. рег. 123012300007-7. Тема 3 (2025-2027). Выявление закономерностей развития геодинамических процессов в условиях техногенного преобразования недр и разработка мер по повышению безопасности горного производства (FUWE-2025-0003).

Список литературы

1. Zuev P., Vedernikov A., Grigoriev D. Using the method of electrical imaging for obtaining the modulus of elasticity in open cast mining // E3S Web of Conferences. 2020. Vol. 192. Art. 01030. DOI: 10.1051/e3sconf/202019201030.
2. Electric resistivity and seismic refraction tomography: a challenging joint underwater survey at Äspö Hard Rock Laboratory / M. Ronczka, K. Hellman, T. Günther, R. Wisén, T. Dahlin, // Solid Earth. 2017. V. 8. 671 – 682. doi.org/10.5194/se-8—671—2017.
3. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000: объясн. записка к листу O-41-XXV / Р. Д. Калугина, В. Ф. Копанев, Е. В. Стороженко [и др.]; Роснедра, ОАО «Уральская ГСЭ». 2-е изд. М.: Московский филиал ФГБУ «ВСЕГЕИ», 2017. 156 с.
4. Уткин В.И. Юрков А.К. Радон как индикатор геодинамических процессов // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 2. С. 277 – 286.
5. Далатказин Т.Ш. Методические вопросы геодинамического районирования массива горных пород с использованием радонометрии // Проблемы недропользования. 2023. № 1. С. 64 – 69.
6. Методы мониторинга радоновыделения для изучения геодинамически активных зон горного массива / Е.А. Ялпута, Р.П. Базеева, Э.В. Донченко, О.Л. Шалованов, С.Г. Салий, Д.С. Бородин // Журнал теоретической и прикладной механики. 2020. № 3 (72). С. 57 – 64
7. Уткин В. И., Юрков А. К., Козлова И. А. Выделение радона из горных пород при воздействии на них упругих колебаний различного диапазона // Геофизика XXI столетия: сб. тр. девятых геофизических чтений им. В. В. Федынского. Тверь: ГЕРС, 2008. С. 317–320.
8. Bossew P. The radon emanation power of building materials, soils and rocks. Appl. Radiat. Isot. 2003. V. 59. 389 – 392.
9. Ульянов В.Ю. Организация и методика проведения мониторинга радона на площадках АЭС в асейсмичных регионах // Проблемы гедропользования. 2015. № 1. С. 103 – 107.
10. Далатказин Т. Ш., Зуев П. И. Способ выявления, определения характера и причин образования деформаций в массиве горных пород: пат. 2849486 Рос. Федерация, МПК G01V 9/00; заявл. 14.02.2025; опубл. 27.10.2025.
11. Далатказин Т. Ш., Зуев П. И. Способ геодинамического районирования горного массива с использованием радонометрии: пат. 2793085 Рос. Федерация, МПК G01V 9/00; заявл. 25.05.2022; опубл. 28.03.2023.
12. Сердюкова А. С., Капитонов Ю.Т. Изотопы радона и короткоживущие продукты их распада в природе. М.: Атомиздат, 1969. 312 с.
13. Исследования по модернизации использования эманационной съемки в качестве экспресс-метода при геодинамической диагностике / Т.Ш. Далатказин, Ю.П. Коновалова, В.И. Ручкин, П.И. Зуев // Известия Тульского государственного университета. Науки о Земле. 2019. Вып. 4. С.206 – 220

14. A universal laboratory method for determining physical parameters of radon migration in dry granulated porous media / Y.J. Ye, Y.F. Zhang, X.T. Dai, D.X. Ding // J. Environ. Radioact. 2017. V. 177. 135 – 141.
15. Семинский К.Ж., Бобров А.А., Дэмбэрэл С. Радоновая и тектоническая активность разломов земной коры (на примере Центральной Монголии) // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 2. С. 243 – 255
16. Спивак А.А. Объемная активность подпочвенного радона в зонах тектонических нарушений. Геофизика межгеосферных взаимодействий. М.: ГЕОС, 2008. С. 235 – 247.
17. Уткин В. И., Юрков А. К., Козлова И. А. Выделение радона из горных пород при воздействии на них упругих колебаний различного диапазона // Геофизика XXI столетия: сб. тр. девятых геофизических чтений им. В.В. Федынского. Тверь: ООО Изд-во «ГЕРС», 2008. С. 317 – 320.
18. Селюков Е.И., Стигнеева Л.Т. Краткие очерки практической микрогеодинамики. СПб.: Питер, 2010. 176 с.

Минералогические особенности пород басинской свиты по данным электронной микроскопии на примере разреза по автодороге Макарово-Кулгунино (геопарк «Торатау»)

Ишканова Р.Р., Дьякова С.А., Сергеева Н.Д.

Институт геологии Уфимского федерального исследовательского центра Российской академии наук, г. Уфа, riphey@ufaras.ru

Введение. В апреле 2026 года на заседании 224-й сессии исполнительного комитета ЮНЕСКО в Париже геопарк «Торатау» официально вошел в глобальную сеть ЮНЕСКО. Территория геопарка славится уникальными геологическими разрезами, особое место среди которых занимают древние отложения докембрия (рис. 1).

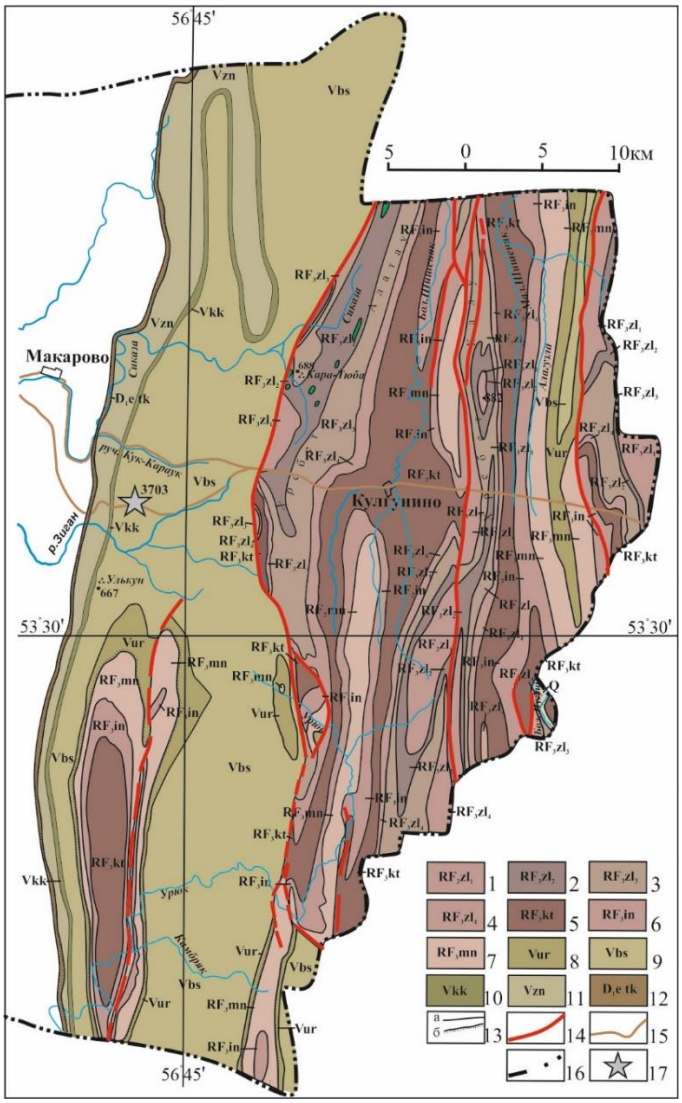


Рис. 1. Геологическая карта распространения отложений рифея и венда в Алатауском антиклинории на территории геопарка «Торатау» (в административных границах Ишимбайского района) (Синицин, Синицина, 1968; Яковлев, Решетников, 1967; Сергеева и др., 2019) с указанием местоположения разреза
Условные обозначения: 1–7 — отложения верхнего рифея (RF_3). Свиты: 1–4 — зильмердакская (подсвиты: 1 — бирьянская, 2 — нугушская, 3 — лемезинская, 4 — бедерышинская); 5 — катавская; 6 — инзерская; 7 — миньярская; 8–11 — отложения венда (V), свиты: 8 — урюкская, 9 — басинская, 10 — куккараукская, 11 — зиганская; 12 — такатинский горизонт эмсского яруса нижнего девона; 13 — геологические границы согласные (а) и несогласные (б); 14 — тектонические нарушения; 15 — автодороги; 16 — административные границы района; 17 — местоположение разреза

На территории геопарка «Торатау» широкое распространение имеют вендские отложения, формирование которых связано с глобальным тектоническим процессом, происходившим в тот период на Урале – тиманским орогенезом (Пучков, 2010).

Согласно современным представлениям (Пучков, 2010), начало образования орогена следует связывать со временем формирования отложений басинской свиты. На изучаемой территории между населенными пунктами Макарово и Кулгунино в дорожных выемках вскрыты представительные разрезы басинской свиты, отличающиеся полнотой разреза и хорошей доступностью. Также здесь получена надежная геохронологическая метка из туфового прослоя – 573.0 ± 2.3 млн лет (SHRIMP II, U-Pb метод по циркону) (Разумовский и др., 2020), определяющая не только возраст туфа и вмещающих отложений, но и время проявления тиманского орогена. Отложения басинской свиты, учитывая приведенные факторы, являются уникальным геологическим объектом, исследование которого позволит восстановить седиментационные и геодинамические условия начального этапа формирования орогенного комплекса пород на Южном Урале.

В работе представлены результаты литологического изучения дорожной выемки (обнажение 3703) и исследование минералогических особенностей осадочных пород с помощью сканирующей электронной микроскопии (Tescan Vega 4 Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments, ИГ УФИЦ РАН, Уфа. Аналитик — С.С. Ковалев).

В обнажении 3703 (GPS N 53º 34'16,98" E 056º 41'56,67") высотой до 10–12 м и протяженностью около 200 м вскрыт (снизу) следующий разрез басинской свиты (рис. 2).

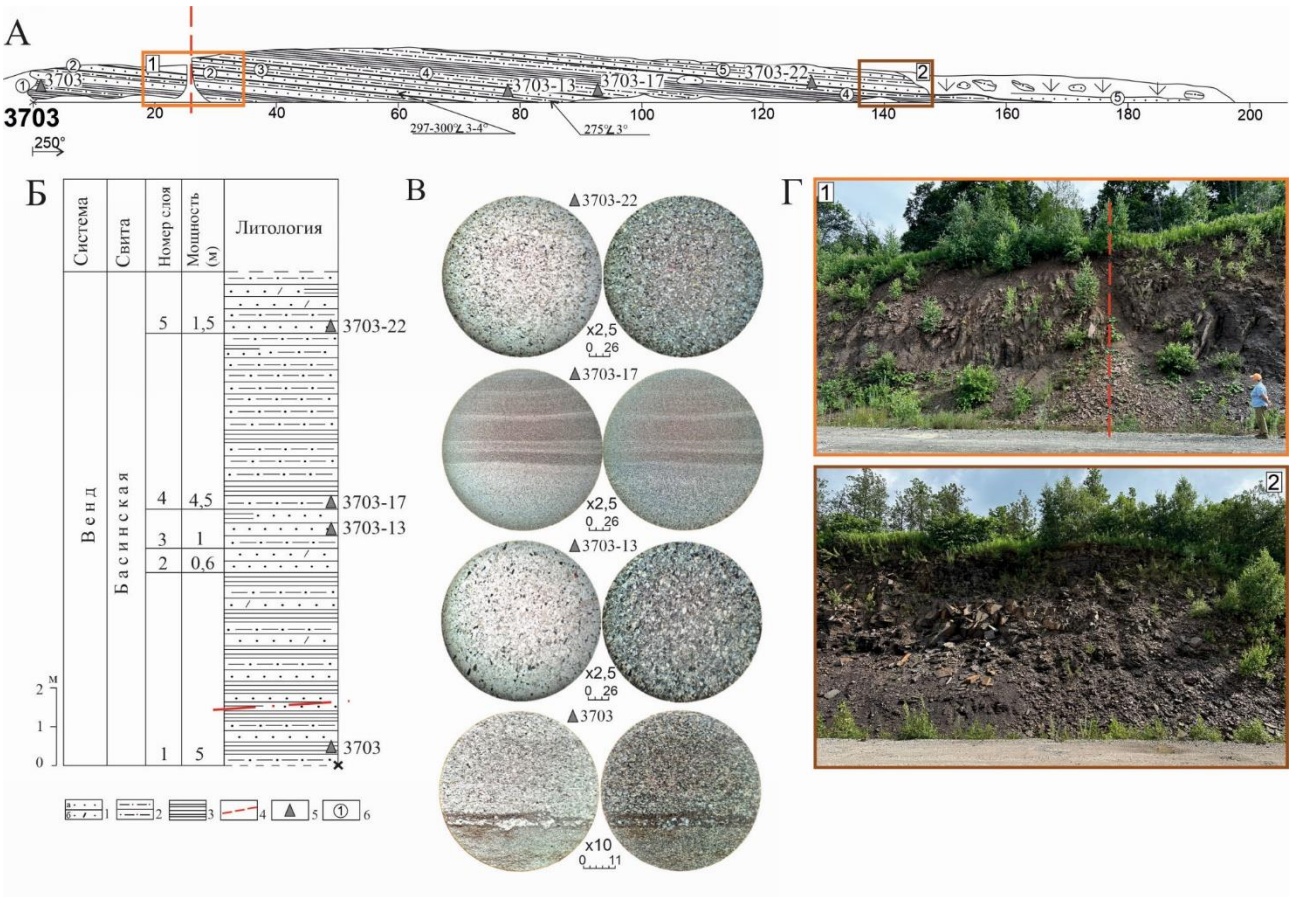


Рис. 2. А – Фрагмент разреза, Б – литологическая колонка, В – микрофотографии шлифов (масштаб представлен в мм) пород басинской свиты (обн. 3703) и Г – фотографии фрагментов обнажения (фото Дьяковой С.А.)
Условные обозначения: 1 — песчаники: кварцевые (а) и полимиктовые (б); 2 — алевролиты; 3 — аргиллиты; 4 — тектоническое нарушение, 5 — места отбора образцов; 6 — номер слоя.

1. Тонкое неравномерное чередование: алевролитов (преобладают) полимиктовых, известковистых, серых и вишневых, тонкоплитчатых; аргиллитов вишневых и песчаников полимиктовых, известковистых, мелкозернистых, зеленовато-серых, слоистых за счет тонких слойков, обогащенных вишневым глинистым материалом. Нижняя граница слоя не вскрыта. *Мощность слоя – 5 м.*

2. Песчаники полимиктовые слюдистые, среднезернистые, серые, массивные. Породы разбиты трещинами кливажа в 2-х направлениях (азимуты падения плоскостей кливажа 45º∟74º и 130º∟85º). Граница слоев 1 и 2 проведена по подошве песчаника. *Мощность слоя – 0.6 м.*

3. Песчаники полимиктовые, среднезернистые, массивные, грубоплитчатые (50 – 20 см), серые с зеленоватым оттенком с маломощными (≈ 0,5 см) прослоями песчаников полимиктовых, мелкозернистых, серых с зеленоватым оттенком и вишневых алевролитов (3-4 мм) с мм-прослоями аргиллитов. В слое на 10 м по линии разреза отмечена зона тектонических нарушений мощностью ≈ 1,5 м, представленная перетертыми породами. Нижняя граница слоя проведена по кровле подстилающего песчаника слоя 2. *Мощность слоя – 1 м.*

4. Неравномерное чередование алевролитов вишневых (реже зеленоватых с голубоватым оттенком) с тонкими и линзовидными прослоями серых песчаников. В нижней части слоя преобладают алевролиты. В кровле слоя увеличивается мощность песчаников полимиктовых, известковистых, мелко- и среднезернистых, серых. Нижняя граница слоя 4 проведена по последнему прослою плитчатых песчаников слоя 3. *Мощность слоя – 4.5 м.*

5. Песчаники полимиктовые, мелкозернистые, серые, грубоплитчатые (до 0,5 м) массивные с небольшими (до 20 см) прослоями чередования песчаников аналогичного состава, но тонкоплитчатых и алевролитов серых, тонкоплитчатых с прослоями аргиллитов. Нижняя граница слоя проведена по подошве песчаников слоя 5, залегающих на алевролитах слоя 4. *Мощность слоя – 1.5 м.*

Электронно-микроскопические исследования проведены в аншлифах размером 2*2 см на сканирующем электронном микроскопе Tescan Vega 4 Compact с энерго-дисперсионным анализатором Xplorer 15 Oxford Instruments (ИГ УФИЦ РАН, Уфа). При помощи программного пакета AzTec One с использованием методики TrueQ. При съемке использованы следующие установки: ускоряющее напряжение 20 кВ, ток зонда в диапазоне 3–4 нА, время накопления спектра в точке 60 секунд в режиме «Point&ID». Обработка спектров производилась автоматически.

Состав пород характеризуется полиминеральностью обломочного материала: присутствуют породообразующие, вторичные и акцессорные минералы, в том числе и редкоземельных элементов (РЗЭ) (рис. 3).

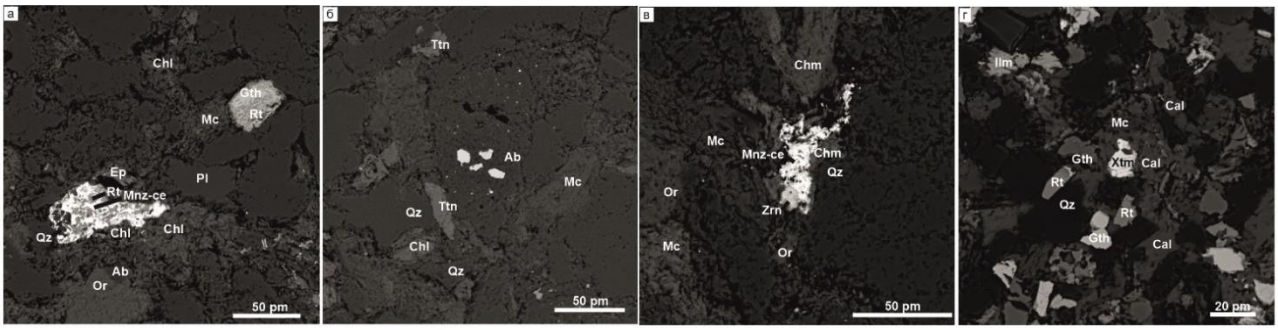


Рис. 3. Электронное изображение минералов, слагающих песчаники басинской свиты (режим BSE).

Обозначения минералов: Ab — альбит, Chl — хлорит, Chr — хромит, Ep – эпидот, Gth — гетит, Mc — слюда, Mnz-ce — монацит (Ce), Or — ортоклаз, Pl — плагиоклаз, Qz — кварц, Rt — рутил, Ttn — титанит, Xtm — ксенотим, Zrn — циркон

Основные породообразующие минералы представлены кварцем, плагиоклазом и калиевым полевым шпатом. В песчаниках содержание кварцевого материала составляет 60-80% обломочной массы. По данным электронной микроскопии минералы группы плагиоклаза представлены олигоклазом и альбитом, группа калиевых полевых шпатов – ортоклазом.

Вторичные минералы представлены группами хлорита (минералы шамозит и клинохлор) и слюд. Группа слюд состоит преимущественно из минералов мусковит-селадонитовой (мусковит, фенгит, селадонит), реже сидерофиллит-полилитионитовой (сидерофиллит и истонит) серий. Наиболее часто встречающимся минералом группы гидрослюд является иллит.

Наибольший интерес представляют собственные минералы редкоземельных элементов и РЗЭ-содержащие. Ими являются монацит, ксенотим, апатит, циркон и торит. *Монацит* в изученном образце установлен в виде мелких (от 10 до 50 мкм) зерен неправильной формы и по химическому составу относится к цериевой разновидности. *Торит* встречается в зернах неправильной формы размером ≈ 20 мкм. *Ксенотим* представлен в виде окатанных округлых зерен или угловатых обломков неправильной формы размером ≈ 10 мкм. *Циркон* является одним из важных минералов-геохронометров, а также концентратором РЗЭ, встречается в виде окатанных зерен, либо кристаллов. *Апатит* выделен в виде мелких включений и более крупных (≈ 30 мкм) зерен.

Рудные минералы представлены гетитом и ильменитом.

Заключение. При литологическом описании фрагмента разреза басинской свиты (обн. 3703) на территории геопарка «Торатау» (автодорога Макарово – Кулгунино) установлено чередование полимиктовых песчаников, алевролитов и аргиллитов.

Минеральный состав характеризуется преобладанием кварца (60–80% обломочной массы), плагиоклаза (олигоклаз, альбит) и калиевого полевого шпата (ортоклаз). Среди вторичных минералов отмечены – хлориты (шамозит, клинохлор), слюды (мусковит, фенгит и др.), гидрослюды (иллит). Рудная минерализация представлена гетитом и ильменитом. Выявлены акцессорные РЗЭ-содержащие минералы: монацит (цериевая разновидность), ксенотим, циркон, апатит, торит.

Таким образом, полученная дополнительная информация о литологических и минералогических особенностях пород басинской свиты по автодороге Макарово – Кулгунино, наличие надежной геохронологической привязки (по циркону), а также хорошая обнаженность и доступность изученного фрагмента разреза позволяют использовать его в качестве объекта для научных и научно-популярных экскурсий и при реконструкции палеогеодинамических условий начального этапа тиманского орогенеза на Южном Урале.

Работа выполнена в соответствии с планами научно‑исследовательских работ Института геологии Уфимского федерального исследовательского центра РАН, г. Уфа (тема гос. задания FMRS‑2025‑0016).

Список литературы

1. Пучков В.Н. Геология Урала и Приуралья (актуальные вопросы стратиграфии, тектоники, геодинамики и металлогении). Уфа: ДизайнПолиграфСервис, 2010. 280 с.
2. Сергеева Н.Д., Пучков В.Н., Краснобаев А.А., Козлова О.В., Ратов А.А. Ашинская серия венда: орогенный комплекс тиманид на Южном Урале // Геологический вестник. 2019. № 1. С. 3–34. DOI: 10.31084/2619-0087-2019-1-1.
3. Синицын И.И., Синицына З.А. Геологическая карта СССР масштаба 1:200 000 и объяснительная записка. Лист N–40–XXI. – М.: Недра, 1968. – 82 с.
4. Яковлев Г.Б., Решетников Н.Ф. Объяснительная записка к геологической карте СССР масштаба 1:200 000. Серия Южно-Уральская. Лист N–40–XXII. – М.: Недра, 1967. – 84 с.

Обобщенные данные по криолитсодержащим гранитам месторождений Восточной Сибири (эксперимент, природа)

Казакова А.А.[1], Щекина Т.И.[2]

[1]Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, rusak@geokhi.ru
[2]Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва

На последних этапах дифференциации магматических серий кислых и щелочных пород накапливаются несовместимые элементы, такие как фтор, редкоземельные элементы, иттрий, высокозарядные элементы (HFSE) – Zr, Hf, Nb, Ta, Th и др., входящие в состав рудных минералов, таких как бастнезит, пирохлор, колумбит, гагаринит и др. Наряду с перечисленными минералами в редкометальных агпаитовых гранитах, обогащенных фтором, кристаллизуется второстепенный, а иногда и породообразующий минерал – криолит (Na_3AlF_6), который впервые был открыт на месторождении Ивигтут в Гренландии. Объектами нашего исследования являлись три редкометальных месторождения Восточной Сибири: Катугинское, Зашихинское и Улуг-Танзекское. Перечисленные объекты являются богатыми месторождениями на тантал, ниобий, редкоземельные элементы, цирконий и торий. Улуг-Танзекское месторождение включает запасы лития и урана. Цель данного исследования обобщить данные по криолитсодержащим гранитам перечисленных месторождений, сопоставить парагенезисы с экспериментальными данными в модельной гранитной системе со фтором и литием и сделать предположение об их генезисе.

Образцы пород криолитсодержащих гранитов были любезно предоставлены музеем ВИМС для детального исследования и пополнения их информационной базы. Они были отобраны из личных коллекций к.г.-м.н. Т.Н. Шуриги и д.г.-м.н. В.В. Архангельской. Минеральный состав пород определялся на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-IT500 с энерго-дисперсионным спектрометром Oxford X-MaxN на геологическом факультете МГУ, а также на сканирующем электронном микроскопе TESCAN MIRA 3 в ГЕОХИ РАН.

Образование месторождений с криолитом связывают со щелочными анорогенными гранитами, формирующимися в зонах внутриконтинентального растяжения. Большинство находок криолита связано с интрузивными породами щелочно-гранитного типа и их пегматитами разного возраста от докембрия до мезозоя. Криолитсодержащие граниты образуют интрузивные массивы штокообразной формы от 2 до 3 км^2 (Щекина и др., 2013). Существует две гипотезы их образования: метасоматическая и магматическая. В последние годы все больше стало появляться работ в пользу магматического образования (Ярмолюк и др., 2010; Алымова и др., 2016; Скляров и др., 2016; Донская и др., 2018; Толмачева и др., 2024; Русак и др., 2024; 2025), однако относительно недавно появилась работа (Starikova et al., 2024), в которой отмечается, что руды редкоземельных элементов, иттрия и криолита образовались на метасоматическом этапе (1904 ± 6 млн лет), тогда как циркониевая минерализация формировалась на магматическом этапе (2064 ± 5 млн лет). По нашим экспериментальным данным в модельной гранитной системе, исходный состав которой отвечал гранитной эвтектике системы кварц-альбит-ортоклаз при температуре 690 °С и давлении 1 кбар H_2O при содержании 1 мас. % F (Manning, 1981) и 1,5 мас. % Li и при насыщении этого силикатного расплава алюмофторидными фазами состава $(Li,Na,K)_3AlF_6$, близкого по стехиометрии к криолиту (Crl), при 800 °С и 1 кбар и содержании лития 1,5 мас. % возникает силикатно-солевая несмесимость, а при 700°С из солевой фазы кристаллизуется криолит, что указывает на температурный интервал образования 700-800°С, что соответствует субликвидусу, а значит магматическому этапу формирования (Щекина и др., 2020; Русак и др., 2024). Весь ряд добавленных редкоземельных элементов в виде оксидов в количестве 0,5 мас. % элемента с большими коэффициентами распределения (KD>>1) тяготеют к щелочно-алюмофторидному расплаву и формируют комплексные фторидные соединения. Ранее в работе (Щекина и др., 2013) было отмечено, что при замене части натрия на литий сужается поле криолита и

увеличивается поле двух несмешивающихся расплавов – силикатного и щелочно-алюмофторидного, начиная с содержаний кремнезема ниже 75-76 мас. %.

По петрографическим характеристикам изученные породы можно отнести к гранитам А-типа. Все точки составов попадают в поле субщелочных и щелочных лейкогранитов. Криолитсодержащие породы относятся к умеренно- и высококремнекислым гранитам нормального умеренно-щелочного и щелочного ряда. Отношение Na_2O/K_2O варьирует от 0,7 до 1,7. В среднем, коэффициенты агпаитности близки к 1 (Щекина и др., 2013).

Детальное описание пород представлено в статьях (Русак и др., 2024; 2025; Казакова, 2026), однако можно выделить типичные минеральные ассоциации, которые характерны для изученных месторождений: альбит, кварц, калиевый полевой шпат, эгирин, амфибол (для Улуг-Танзекского и Катугинского), биотит, группа литиевых слюд (реже встречаются на Катугинском месторождении). В исследуемых образцах гранитов наблюдаются высокие содержания криолита, образующего прожилково-вкрапленные и гнездовые обособления. В качестве акцессорных минералов можно выделить гагаринит, бастнезит, пирохлор, торит, торианит, ксенотим, минералы группы танталониобатов (колумбит, танталит), циркон, магнетит, ильменит и некоторые другие. На Катугинском месторождении выявлена большая группа фторидов, которые образуются на этапе метасоматических и вторичных преобразований: прозопит $CaAl_2(F,OH)_8$, томсенолит $NaCaAlF_6*H_2O$, ральстонит $Na_x(Mg_xAl_{2-x})(F,OH)_6*yH_2O$, пахнолит $NaCaAlF_6*H_2O$, иттрофлюорит $(Y,Er)F_3*CaF_2$. В дополнении ко вторичным процессам можно отнести окислы и гидроокислы железа (Казакова и др., 2026).

Контакты главных породообразующих минералов с криолитом четкие, ровные, без каких-либо видимых изменений, что говорит о формировании его на магматическом этапе совместно с кварцем, калиевым полевым шпатом, альбитом и слюдами. Перечисленные минералы являются ликвидусными фазами насыщенного фтором гранитного расплава.

Доказательством существования солевых расплавов в природе является наличие расплавных включений, содержащих фтор, в породах кислого состава (Thomas et al., 2005; Андреева и др., 2007; Перетяжко, Савина, 2010 и др.). Генезис силикатно-солевых систем с явлением силикатно-солевой несмесимости, скорее всего, связан с режимом декомпрессии при формировании флюидно-магматических систем (Котельников и др., 2019; Шаповалов и др., 2019). Данные системы следует относить к системам PQ-типа, характеризующие сильную зависимость от давления. В наших экспериментах при температуре 800°С и давлениях от 1 до 5 кбар с разным содержанием воды всегда воспроизводилась силикатно-солевая несмесимость, вода влияла только на размер пор и наличие флюидной фазы (Щекина и др., 2021). Данные давления характерны для глубин от 3 до ~ 15 км.

Обобщая полученные данные можно сказать, что криолитсодержащие граниты формировались на поздних этапах формирования крупных гранитных плутонов, сопровождавшихся накоплением фтора, способствовавшего возникновению силикатно-солевой несмесимости и накоплению рудных компонентов и образованию редкометальных месторождений.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГЕОХИ РАН и МГУ имени М.В. Ломоносова.

Список литературы

1. Алымова Н.В. Металлогеническая специализация и рудоносность щелочных редкометалльных гранитов Зашихинского месторождения (Иркутская область) // Известия Сибирского отделения Секции наук о Земле РАЕН. 2016. Т. 55. № 2. С. 9-20.
2. Андреева И.А., Коваленко В.И., Ярмолюк В.В., Листратова Е.Н., Кононкова Н.Н. Несмесимость силикатных и солевых (Li, Na, F) расплавов в комендитах проявления Дзарта-Худук (центральная Монголия): данные изучения расплавных включений // ДАН. 2007. Т. 414. № 4. С. 528-534.

3. Донская Т.В., Гладкочуб Д.П., Скляров Е.В., Котов А.Б., Ларин А.М., Старикова А.Е., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Великославинский С.Д. Происхождение палеопротерозойских редкометальных гранитов Катугинского массива // Петрология. 2018. Т. 26. № 1. С. 52-71.
4. Котельников А.Р., Сук Н.И., Коржинская В.С., Котельникова З.А., Шаповалов Ю.Б. Межфазовое разделение редких и редкоземельных элементов в силикатно-фторидных системах при Т = 800-1200°С и 1-2 кбар (экспериментальное исследование) // ДАН. 2019. Т. 484. № 5. С. 595-599.
5. Казакова А.А., Щекина Т.И. Минералогия редкометальных гранитов Катугинского месторождения // Тез. докл. Уральская минералогическая школа – 2026. Екатеринбург: Институт геологии и геохимии им. академика А.Н. Заварицкого УрО РАН, 2026. С. 54-56.
6. Казакова А.А., Щекина Т.И. Возможная гипотеза формирования редкометалльных криолитсодержащих гранитов // Руды и металлы. 2026 (в печати).
7. Перетяжко И.С., Савина Е.А. Флюидно-магматические процессы при образовании пород массива онгонитов Ары-Булак (Восточное Забайкалье) // Геология и геофизика. 2010. Т.51. № 10. С. 1423 – 1442.
8. *Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г.* Образование криолита в гранитах Катугинского месторождения с позиции результатов экспериментов во фтор-литийсодержащей гранитной системе // Петрология. 2025. Т. 33. № 5. С. 40–57.
9. Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Луканин О.А. Криолит как реперный минерал редкометальной минерализации (экспериментальное исследование) // Геохимия. 2024. Т. 69. № 7. С. 579–595.
10. Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Котов А.Б., Старикова А.Е., Шарыгин В.В., Великославинский С.Д., Ларин А.М., Мазукабзов А.М., Толмачева Е.В., Хромова Е.А. Генезис Катугинского редкометалльного месторождения: магматизм против метасоматоза // Тихоокеанская геология. 2016. Т. 35. № 3. С. 9-22.
11. Толмачева Е.В., Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ларин А.М., Скляров Е.В., Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Сковитина Т.М., Ковач В.П., Галанкина О.Л. Роль ликвации в формировании редкометальных гранитов Катугинского массива, Алданский щит // Петрология. 2024. Т. 32. № 5. С. 625-644.
12. Шаповалов Ю.Б., Котельников А.Р., Сук Н.И., Коржинская В.С., Котельникова З.А. Жидкостная несмесимость и проблемы рудогенеза (по экспериментальным данным). Петрология. 2019. Т. 27. № 5. С. 577-597.
13. Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н., Алферьева Я.О. Лейкократовые магматические расплавы с предельными концентрациями фтора: эксперимент и природные отношения // Петрология. 2013. Т. 21. № 5. С. 499-516.
14. Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю., Бычкова Я.В., Хвостиков В.А. Распределение REE, Y, Sc и Li между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе в зависимости от давления и содержания воды // *Геохимия. 2020. Т. 65. №* 4. С. 343–361.
15. Щекина Т.И., Русак А.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Хвостиков В.А., Котельников А.Р., Бычков А.Ю., Зиновьева Н.Г. Поведение лития в ликвидусной части высокофтористой гранитной системы при давлении от 10 до 50 МПа // *Вестник Московского университета. Серия 4: Геология*. 2021. № 3. С. 76–88.
16. Ярмолюк В.В., Никифоров А.В., Сальникова Е.Б., Травин А.В., Козловский А.М., Котов А.Б., Шурига Т.Н., Лыхин Д.А., Лебедев В.И., Анисимова И.В., Плоткина Ю.В., Яковлева С.З. Редкометальные гранитоиды месторождения Улуг-Танзек (Восточная Тыва): возраст и тектоническое положение // *ДАН*. 2010. Т. 430. № 2. С. 248-253.
17. Manning D. The effect of Fluorine on liquidus phase relationships in the system Qz-Ab- Or with excess water at 1 kb // Contrib. Mineral. Petr. 1981. V. 76. P. 206-215.
18. Starikova A.E., Doroshkevich A.G., Sklyarov E.V., Donskaya T.V., Gladkochub D.P., Shaparenko E.O., Zhukova I.A., Semenova D.V., Yakovenko E.S., Ragozin A.L. Magmatism and metasomatism in the formation of the Katugin Nb-Na-REE-Zr-cryolite deposit, eastern Siberia, Russia: Evidence from zircon data // Lithos. 2024. V. 472-473. P. 107557.
19. Thomas R., Foerster H.-J., Rickers K., Webster J.D. Formation of extremely F-rich hydrous melt fractions and hydrothermal fluids during differentiation of highly-evolved tin-granite magmas: a melt/fluid inclusion study // Contrib. Mineral. Petrol. 2005. V. 148. P. 582–601.

Литологическая характеристика вендских пород-коллекторов в пределах Среднеботуобинского месторождения

Князева С.С., Зуева О.А.

РГУ нефти и газа (НИУ) имени И.М. Губкина, kss.leo24@yandex.ru, oa_antipova95@mail.ru

В работе исследованы фильтрационно-емкостные свойства и вторичные преобразования нижневендских терригенных отложений Непско-Ботуобинской антеклизы (юго-западная окраина Сибирской платформы) — ключевой нефтегазоносной области Восточной Сибири. Основной акцент сделан на сравнительном анализе керна из двух скважин

Среднеботуобинского месторождения, расположенных в разных тектонических зонах: в зоне регионального глубинного разлома и внутри «блока» (удаленной от разлома).

Установлено, что геологическая неоднородность разреза обусловлена: **литофациальной изменчивостью** (от флювиогляциальных до мелководно-морских отложений), **интенсивностью вторичных процессов** (карбонатизация, сульфатизация, галитизация, регенерация кварца), **тектонической трещиноватостью и гидротермальной минерализацией.**

Выявлены зональные различия: **в зоне разлома** — высокая трещиноватость, минерализация сульфидами (халькопирит, сфалерит), признаки графитизации органического вещества, низко- и среднетемпературные гидротермальные процессы, **в «блоковой» зоне** — менее интенсивная трещиноватость, преобладание ангидритовой минерализации, более высокие значения пористости (15–18%).

Практическое значение работы:

1. Уточнение критериев поиска коллекторов в сложнопостроенных терригенных разрезах;
2. Оценка влияния тектоники и вторичных изменений на фильтрационно-емкостные свойства;
3. Обоснование перспектив нефтегазоносности нижне-вендских отложений для развития инфраструктуры ВСТО.

Список литературы

1. Конторович А.Э., Беляев С.Ю., Конторович А.А. и др. Тектоническая карта венднижнепалеозойского структурного яруса Лено-Тунгусской провинции Сибирской платформы / Геология и геофизика. 2009. Т. 50, № 8. С. 851-862.
2. Постникова О.В., Постников А.В., Соловьева Л.В. и др. К вопросу о ледниковом генезисе базальных пластов венда Сибирской платформы / В сборнике: Ленинградская школа литологии, материалы Всероссийского литологического совещания, посвященного 100-летию со дня рождения Л. Б. Рухина в 2 томах. Санкт-Петербург: 2012. С. 175-176.
3. Постников А.В., Постникова О.В., Изъюрова Е.С. и др. Эволюция процессов минералообразования в терригенных породах раннего венда Непско-Ботуобинской антеклизы // Литология и полезные ископаемые. 2017.

Системы $CaSiO_3$-CaF_2 и $Ca_{0,5}Mg_{0,5}SiO_3$-CaF_2 при 6 ГПа

Коваленко А.В., Виноградова Ю.Г., Шацкая Д.В., Шевчук А.С., Степанов К.М., Никитин М.А., Геншпринг А.М., Шацкий А.Ф.

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского РАН, (ГЕОХИ РАН), kovalenko@geokhi.ru

Актуальность исследования обусловлена находками фторидов и фторсодержащих расплавов (силикатных и карбонатитовых) в мантийных ксенолитах, расплавных включениях в минералах кимберлитов, а также в алмазах. О находках CaF_2 в ассоциации с силикатным расплавом, содержащим 8.9 мас% F, в ксенолитах шпинелевых верлитов из базальтов Новой Зеландии сообщалось в работе Klemme (2004). K-Ca фториды были обнаружены в виде дочерних фаз в расплавных включениях в магматических минералах кимберлитов из Южной Африки (Abersteineret al., 2019). Сингенетические включения, содержащие CaF_2 и AlF_3, интерпретированные как фторидные расплавы, описаны в алмазах из россыпей северо-восточной части Сибирского кратона (Шацкий и др., 2026). В нашей недавней работе мы сообщали о влиянии фтора на плавление карбоната при 6 ГПа на примере системы $CaSiO_3$–CaF_2 (Shatskiy et al., 2025). Настоящая работа посвящена экспериментальному исследованию фазовых взаимоотношений во фторид-силикатных системах, $CaSiO_3$–CaF_2 и $Ca_{0.5}Mg_{0.5}SiO_3$–CaF_2, при 6 ГПа.

Эксперименты проводились на многопуансонном аппарате высокого давления. Установлено, что при 6 ГПа обе системы имеют фазовую диаграмму эвтектического типа. Эвтектика брейит-флюорит имеет координаты 1200 °C и 37 мол.% CaF_2 (14 мас.% F) (Shatskiy

et al., 2025). Эвтектика диопсид-флюорит находится при температуре 1300 °C и 58 мол. % CaF_2 (23 мас.% F) (Shatskiy et al., 2026). Полученные результаты выявили значительное флюсообразующее действие CaF_2 на силикаты мантии. Система брейит-флюорит плавится на 550 °C ниже температуры плавления брейита $CaSiO_3$, система диопсид-флюорит начинает плавиться на 640 °C меньшей температуре чем диопсид $Ca_{0,5}Mg_{0,5}SiO_3$.

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

Список литературы

1. Abersteiner A., Kamenetsky V.S., Goemann K., et al. Composition and emplacement of the Benfontein kimberlite sill complex (Kimberley, South Africa): Textural, petrographic and melt inclusion constraints // Lithos. – 2019. – v. 324. – p. 297-314.
2. Klemme S. Evidence for fluoride melts in Earth's mantle formed by liquid immiscibility // Geology. – 2004. – v. 32. – p. 441-444.
3. Shatskiy A., Kovalenko A., Vinogradova Y.G., et al. The Systems CaSiO3–CaF2 and Ca0. 5Mg0. 5SiO3–CaF2 at 6 GPa // Geochemistry International. – 2026. – v. 64. – p. 92-100.
4. Shatskiy A., Kovalenko A.V., Vinogradova Y.G., et al. The $CaCO_3$–CaF_2 binary at 6 GPa // Geochemistry International. – 2025. – v. 63. – p. 1145-1153.
5. Шацкий В.С., Рагозин А.Л. and Калинина В.В. Свидетельства участия фторидных расплавов в процессах алмазообразования в мантии Сибирского кратона // Geologiya i geofizika. – 2026. – v. 67. – p. 854-870.

Вертикальные движения земной поверхности северо-восточной Фенноскандии в голоцене

Коваленко Н.А.[1,2], Толстобров Д.С.[2]

[1] Управление магистратурой и аспирантурой КНЦ РАН, Апатиты, email: nik.kovalenko2000@gmail.com
[2] Геологический институт КНЦ РАН, Апатиты

Введение. Понимание проблемы изменения положения береговой линии в северо-восточной части Фенноскандинавского щита является важным направлением научных исследований, которое имеет как фундаментальное, так и прикладное значение, это сложный процесс, обусловленный взаимодействием различных факторов. Среди них выделяются тектонические, гляциоизостатические и эвстатические факторы, каждый из которых вносит свой вклад в динамику береговой линии. Данные о динамике береговой линии играют ключевую роль в археологических исследованиях. Эти сведения позволяют реконструировать хронологию возникновения древних поселений, расположенных на прибрежных территориях. Кроме того, информация об изменении положения береговой линии, влияющей на хозяйственную деятельность человека, является актуальной для Кольского региона, так как здесь вдоль береговой линии расположено большое количество промышленных, гражданских и военных объектов, в частности морской порт, гидроэлектростанции и др.

В прошлом, при изучении такого поднятия исследовались древние береговые формы (береговые валы, террасы и др.), которые во время своего образования соответствовали положению береговой линии моря, а в современном рельефе маркируют древние береговые уровни, однако, главный недостаток ранних реконструкций заключался в низкой точности датирования. Радиоуглеродные даты по раковинам из разрезов давали возраст самого осадка, а не время формирования береговой линии, что вело к искажениям (Колька и др., 2005). Качественный скачок произошел с внедрением метода изолированных бассейнов, разработанного скандинавскими учеными (Hafsten, 1960; Donner et al., 1977). Этот подход, основанный на детальном диатомовом и литологическом анализе донных осадков озер, которые последовательно отчленялись от моря, позволил жестко привязать положение уровня моря к абсолютному возрасту. Используя данный метод, были получены данные о характере поднятия земной поверхности в различных районах Фенноскандии, на основании которых

была построена более аргументированная схема изобаз поднятия земной поверхности (Толстобров, Колька, 2019).

Методика. В данной работе представлены результаты комплексного анализа донных отложений изолированных озерных котловин северо-восточной части Фенноскандинавского щита, выполненные в рамках исследования послеледниковых изменений относительного уровня моря (RSL) и гляциоизостатических движений земной коры. В основу работы положены литологические, диатомовые и радиоуглеродные данные, полученные по 30 районам, сгруппированным по принадлежности к трем основным бассейнам: Балтийское море (район Ангерманланд на западе), Белое море (северная Карелия, Кольский регион и Архангельская область) и Баренцево море (северо-запад Мурманской области и прилегающие территории Норвегии), а так же внутренних территорий Кольского региона. На этой основе создана база данных по изменению уровня моря, систематизирующая результаты изучения и, как следствие, в геоинформационной системе QGIS (система координат EPSG:3857) методом триангуляции Делоне были построены карты изобаз для пяти ключевых временных срезов голоцена (12000, 10000, 9000, 7500 и 5000 кал. л.н.) (рис. 1).

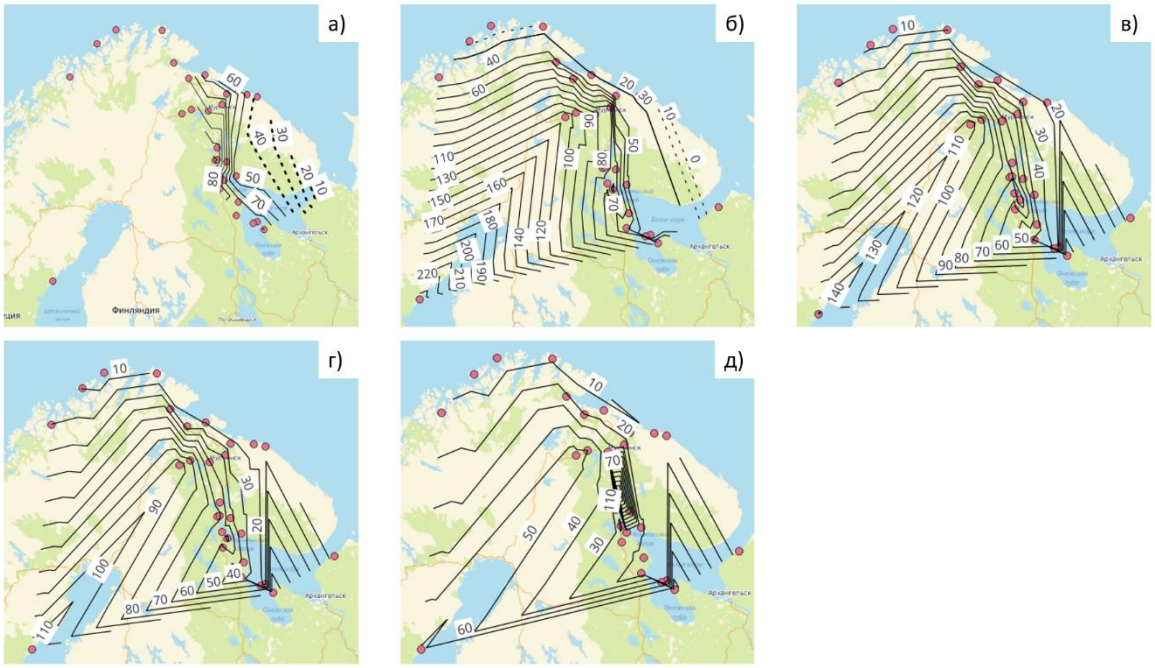


Рис. 1. Новые схемы изобаз поднятия северо-востока Фенноскандинавского щита для интервалов 5 (а), 7,5 (б), 9 (в), 10 (г), 12 (д) тыс. лет назад.

Результаты. В результате анализа полученных схем поднятия северо-востока Фенноскандии можно увидеть, что поднятие носит куполообразный характер. Максимальные амплитуды (более 120 м для интервала 12 тыс. лет назад) отмечаются в юго-западной части региона – в районе Кандалакшского залива и Северной Карелии. К востоку и северо-востоку величины поднятия закономерно уменьшаются, достигая на восточном побережье Баренцева моря 40-50 м. На всех схемах видно, что форма изобаз практически не меняется на протяжении всего голоцена, что свидетельствует о преобладающей роли гляциоизостазии при относительно слабом влиянии тектонических движений. Исключение составляет район Кандалакшского грабена, где изобазы имеют локальные изгибы, указывающие на нисходящие движения, наложенные на общий подъем. Скорости поднятия со временем затухают: наиболее интенсивно регрессия проходила в интервале 12-9 тыс. лет назад (до 4-5 см/год), в среднем голоцене (9-5 тыс. лет назад) они снизились до 0,5-1 см/год, а в позднем голоцене (последние 5 тыс. лет) составляют 0,2-0,4 см/год. Пространственная неоднородность поднятий проявляется в различии градиентов: вдоль побережья Белого моря от Кандалакши к Куземе

градиент составляет 0,5-0,7 м/км для 10-тысячелетнего интервала, а вдоль долины р. Тулома – около 0,2-0,4 м/км. Эти различия связаны как с неодинаковой мощностью ледникового покрова, так и с блоковым строением земной коры и активизацией разломов в голоцене. Учитывая перспективу дальнейшего пополнения базы данных новыми фактическими материалами (включая результаты текущих полевых исследований и данные литературных источников), предусматривается последовательное уточнение и корректура схемы поднятия. Такой подход позволит существенно повысить точность реконструкции палеогеодинамических процессов и совершенствовать модели поднятия изучаемого региона.

Благодарности. Работа выполнена в Геологическом институте КНЦ РАН по теме НИР FMEZ-2024-0007.

Список литературы:

1. Колька В.В., Корсакова О.П., Лаврова Н.Б. Палеогеографические условия осадконакопления в малых озерных котловинах Поморского берега Белого моря, Республика Карелия // Труды КарНЦ РАН. – 2005. – № 5.
2. Толстобров Д.С., Колька В.В. Новые схемы изобаз поднятия северо-востока Фенноскандии за последние 10 тысяч лет // Вестник ИГ КомиНЦУрО РАН, 2019. №11. С. 3–8. DOI: 10.19110/2221-1381-2019-11-3-8
3. Donner J., Eronen M., Jungner H. The dating of the Holocene relative sea-level changes in Finnmark, North Norway // Norsk geografisk Tidsskrift. 1977. Vol. 31. P. 103–128.
4. Hafsten U. Pollen-analytical investigations in South Norway // In Holtedahl, O. (ed.): Geology of Norway, Norges Geologiske Undersøkelse. 1960. P. 434–462.

Применение метода рамановской термобарометрии на примере Ky-Grt-Bt гнейсов Чупинского пояса Беломорской провинции

Ковальчук А.А.[1], Суханова М.А.[1, 2], Максимов О.А.[1]

[1] *Институт геологии Карельского научного центра РАН, kovalchuk_aa@krc.karelia.ru*
[2] *Институт геологии и геохронологии докембрия РАН*

Несмотря на стремительное развитие методов термобарометрии, в настоящий момент сохраняется проблема определения давлений, при которых были образованы метаморфические горные породы. Основная причина заключается в том, что минеральные ассоциации, на которых основана большая часть барометров, часто отсутствуют в исследуемых породах. В связи с этим применение методов классической и мультиравновесной термобарометрии, а также метода псевдосечений становится невозможным или недостаточно точным.

Метод рамановской термобарометрии, основанный на изучении остаточных напряжений (деформаций) во включениях, захваченных минералом-хозяином, позволяет количественно оценить величину сжатия и растяжения включения, обеспечивая оценку давления захвата минерала (например, Angel et al., 2015; Murri et al., 2022). В данный момент этот метод применяется лишь в отдельных случаях. Для широкого применения метода рамановской термобарометрии необходимо проводить сравнение результатов, полученных этим методом и более привычными методами, перечисленными выше. Для таких работ необходимо выбирать образцы, в которых есть возможность применения комплекса термобарометрических методов.

В качестве примера был выбран образец кианит-гранат-биотитовых гнейсов Чупинского пояса Беломорской провинции, отобранный у западной оконечности озера Верхнее Котозеро. Гнейсы мигматизированы, гранат образует крупные (до 1 см) порфиробласты, содержащие множество включений кварца.

В плоско-полированном шлифе подробно изучен порфиробласт граната размером 9.3×7.1 мм, насыщенный включениями кварца размером от 4 до 100 мкм. Для расчета было отобрано 80 невскрытых включений кварца размером от 4 до 60 мкм, заключенных в объеме граната, и 2 зерна свободного кварца в матриксе породы. Для всех включений и зерен кварца в матриксе сняты рамановские спектры в диапазоне волновых чисел от 70 до 1100 $см^{-1}$, и вычислены рамановские сдвиги основных пиков кварца (464, 206 и 128 $см^{-1}$). Положение пиков определено

путем аппроксимации спектров. Для кварцевых включений была рассчитана суммарная изомека захвата (для температур от 200 до 1300 °C). При этом давления, рассчитанные для температур амфиболитовой фации (750 – 550°C) варьируют от 9.9 до 6.2 кбар.

Для определения PT-условий таже был использован метод мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) с применением комбинационного подхода (Доливо-Добровольский, 2006а). Для расчетов использована программа winTWQ (версия 2.32, Berman, 2007) с дополнениями TWQComb и TWQView (Доливо-Добровольский, 2006б, Доливо-Добровольский, 2006в). Для расчетов использована база данных (Berman, Aranovich, 1996). Получен тренд метаморфической эволюции кианит-гранат-биотитового гнейса: от 700°C и 10 кбар до 525°C и 5 кбар.

В качестве дополнительного метода определения температуры был применен термометр Zr-в-рутиле (Kohn, 2020). Температура кристаллизации рутила была рассчитана для давления 10 кбар и составила 678±15°C.

Таким образом, данные, полученные с использованием метода рамановской термобарометрии, хорошо согласуются с результатами мультиравновесной термобарометрии (в верхней части тренда метаморфической эволюции) и с данными «мономинеральной» термометрии, что позволяет предполагать, что метод рамановской термобарометрии в дальнейшем можно будет применять и для случаев, когда применение других методов невозможно.

Исследования выполнены в рамках темы НИР ИГ КарНЦ РАН № FMEN-2023-0001.

Список литературы

1. Доливо-Добровольский Д.В. О комбинационном подходе в геотермобарометрии. 2006а. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/o-kombinacionnom-podhode-v-geotermobarometrii
2. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006б. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb
3. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_View. Версия 1.2.0.22. 2006в. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview
4. Angel R.J., Nimis P., Mazzucchelli M.L., Alvaro M., Nestola F. How large are departures from lithostatic pressure? Constraints from host–inclusion elasticity // Journal of Metamorphic Geology. 2015. V. 33. P. 801-813.
5. Berman R.G.Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // The Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833-855.
6. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geological Survey of Canada. 2007. Open File. No. 5462.
7. Berman R.G., Aranovich L.Ya. Optimized standard state and solution properties of minerals. I. Model calibration for olivine, orthopyroxene, cordierite, garnet, and ilmenite in the system $FeO–MgO–CaO–Al_2O_3–TiO_2–SiO_2$ // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. V. 126. P. 1-24.
8. Kohn M.J. A refined zirconium-in-rutile thermometer // American Mineralogist. 2020. V. 105. P. 963-971.
9. Murri M., Gonzalez J.P., Mazzucchelli M.L., Prencipe M., Mihailova B., Angel R.J., Alvaro M. The role of symmetry-breaking strains on quartz inclusions in anisotropic hosts: implications for Raman elastic geobarometry // Lithos. 2022. V. 422–423. 106716.

Геоэкологическое значение лито- и сапротрофных микроорганизмов в биохимическом выветривании карбонатных пород и формировании почвенного тела

Козлов А.В., Дятлов И.С.

Институт геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН), kozlov.av@geokhi.ru

Введение. Известно, что на начальном этапе формирования органо-минеральной массы-из элювия первичной горной породы, являющейся основой для предстоящего почвообразования, глобальная роль трансформации отводится различной микробиоте (Геология…, 2026; Наумов, 2010). Данный биогеохимический микробный пул включает не только множество различных

сапротрофных прокариот и грибов, сюда также входят археи, микроскопические водоросли и некоторые простейшие (Иванов, Каравайко, 2004; Кузнецов и др., 1962).

Биогеохимическая трансформация различных соединений, таких как минеральные и органические формы фосфатов, Si-, Ca- и Mg-содержащие компоненты, наиболее значима на всех стадиях разрушения горных пород и минералов, а также на различных этапах формирования почвенного тела, в т.ч. из выветриваемых карбонатов (известняков, доломитов и т.д.). Кроме того, своими биохимически активными соединениями микроорганизмы способны разлагать сложные и высокомолекулярные органические соединения (крахмал, целлюлоза, белки, смолы и лигнин, фосфорорганические структуры), а также труднорастворимые неорганические соединения P, Si, Ca и Mg до относительно простых соединений, легкодоступных для других микроорганизмов, животных и растений. Тем самым, геохимически активный микробный пул вносит неоценимый вклад в процессы гипергенеза и в формирование почвенного покрова на выветриваемых породах как на своей косной минеральной составляющей (Иванов, Каравайко, 2004; Кузнецов и др., 1962). Также здесь важно отметить, что такой биогенный элемент как фосфор реализует свою определенную роль в биогеохимических процессах, протекающих с участием всех без исключения животных, растений и микроорганизмов (Захаров и др., 2025; Васючков, 2011). В почвах и в элювии различных известняков P-содержащие соединения могут находиться в различных формах: от коллоидов и различных ионов до сложных высокомолекулярных и органоминеральных соединений (Вальков и др., 2007).

Целью настоящего исследования является выявление изменений в относительной численности некоторых эколого-физиологических групп микроорганизмов, участвующих в биогеохимической трансформации органических веществ, а также минеральных и органических соединений фосфора, на разных стадиях выветривания известняков и сформированных на них почвах, где выветривание элювия определено полевым методом в соответствии международными стандартами ISRM.

Методы и материалы. В летний период 2025 года были отобраны и проанализированы образцы скального обнажения карбонатных пород, а именно естественные дневные выходы известняков среднего карбона разной степени выветрелости (отдельно по 3 объединенных образца, каждый составленный из 5 точечных соответственно по точкам отбора слабой, средней и сильной степени, т.е. всего 15 образцов). Также были отобраны и проанализированы аналогичные известковые породы по 3-м точкам выветривания карбонатов техногенного обнажения (карьерной выработки). Отбор производился в следующих точках:

1) естественные обнажения в долине реки Сукуша (Ступинский ГО Московской области), координаты – 55.133855, 38.322909;
2) заброшенная техногенная (карьерная) выработка безымянного известнякового карьера, находящегося в междуречье р. Городенки и р. Сукуша южнее д. Аксиньино (Ступинский ГО Московской области), координаты – 55.137891, 38.302495.

Также были отобраны образцы (по 5 ед.) гумусового горизонта (A_1) из дерново-смытой почвы на карбонатном делювии, т.е. сформированной на изучаемых известняковых породах, в непосредственном расположении от скальных обнажений долины реки Сукуша (Ступинский ГО Московской области). Координаты заложения почвенного разреза и отбора образцов – 55.132251, 38.325106.

Отбор образцов элювия известняков и почвы проводился в соответствии с ГОСТ Р 58325-2018 и ГОСТ 25100-2020, идентификация степени выветрелости элювия породы проводилась по системе ISRM. Изучаемые карбонатные породы относятся к Мячковскому и Подольскому горизонту среднего карбона (C_2mc/C_2pd), они представлены известняками органогенно-обломочными, часто коралло-фораминиферовыми, водорослевыми и иногда окремненными, в т.ч. с мощными и маломощными прослоями мергелей и глин.

Пробоотбор элювия породы и гумусо-аккумулятивного слоя почвы производился асептически в стерильные полиэтиленовые пакеты в массе по 2-3 кг каждого образца с точки отбора, образцы подписывались и доставлялись в лабораторию ГЕОХИ РАН, где до проведения исследования они хранились в холодильнике при +3 ºС.

Определение относительной численности аэробных сапротрофных микроорганизмов общего спектра биохимической деструкции производилось в течение 1-ой недели после отбора образцов на глюкозо-пептонно-дрожжевом агаре (ГПДА) и на крахмало-аммиачном агаре (КАА) классическим методом высева на данные питательные среды по Коху с разведением суспензии разбавления по Пастеру. Культивирование – соответственно в течение 3 и 7 суток при температуре +28 ºС. Определение относительной численности фосфатредуцентов-органотрофов проводилось аналогичным методом на агаре Менкиной (АМЕН) с лецитином, фосфатредуцентов-литотрофов – на агаре Муромцева (АМУР) с аспарагином и $Ca_3(PO_4)_2$. Культивирование накопительных культур микроорганизмов проводилось на чашках Петри термостатически в течение 10 суток при температуре +28 ºС (Звягинцев и др., 1980; Козлов, 2023). Для проведения микробиологического исследования элювия брались навески по 1,00 г, для исследования почвы – по 10,00 г. Предварительная пробоподготовка каждого образца элювия проводилась его просеиванием, перемешиванием в единой массе, квартованием и усреднением до 1000 г, почвы – до 500 г; просеивание всех образцов производилось в асептических условиях через стерильное сито с диаметром ячеек 5 мм. Статистическую обработку полученных показателей проводили методом вариационного анализа с применением пакета Microsoft Office Excel.

Результаты. Полученные в ходе проведенного исследования результаты приведены в таблице 1. Из данных следует, что относительная численность всех изучаемых групп микроорганизмов в элювии известняков увеличивается от его слабой к средней и далее к сильной степени выветривания как в естественных условиях дневного выхода породы, так и в техногенных условиях карьера.

Таблица 1. Изменение численности сапротрофных и литотрофных групп микроорганизмов в почве, элювии и в карьерных выработках известняков в зависимости от степени их выветрелости (АМЕН – агар Менкиной, АМУР – агар Муромцева, ГПДА – глюкозо-пептонно-дрожжевой агар, КАА – крахмало-аммиачный агар)

Вариант	**Степень выветривания**	**Численность микроорганизмов, n × 10^3 КОЕ/1 г на различных питательных средах (V, %)***			
		АМЕН	**АМУР**	**ГПДА**	**КАА**
Элювий	слабая	2,87 (7)	18,47 (6)	2,05 (14)	14,90 (11)
	средняя	4,10 (5)	20,12 (6)	7,43 (12)	20,76 (10)
	сильная	441,99 (5)	4 498,86 (3)	114,09 (11)	15 443,33 (8)
Карьер	слабая	21,50 (9)	46,48 (8)	0,90 (18)	0,35 (15)
	средняя	2 337,70 (7)	128,54 (7)	12,17 (17)	80,43 (15)
	сильная	3 788,52 (6)	5 226,43 (5)	742,64 (15)	14 658,97 (14)
Почва (дерновая смытая на карбонатном делювии)		8 378,6 (5)	11 711,6 (5)	2 453,9 (10)	18 339,6 (7)

* – коэффициент статистической вариации данных V, %.

Кроме того, численность амилолитиков и фосфатредуцентов-органотрофов в элювии средней степени выветрелости, а также количество сапротрофных микроорганизмов и фосфатредуцентов-органотрофов в элювии сильной степени разрушения из карьера выработки известняка оказалось на порядки выше числа микроорганизмов, обитающих в

образцах элювия аналогичных степеней выветривания, отобранных из естественного обнажения породы.

При этом, в гумусово-элювиальном горизонте A_1 дерновой смытой почвы, образованной на крупнообломочном элювии изучаемых пород известняка, отмечена наивысшая относительная численность по всем исследуемым группам литотрофных и органотрофных микроорганизмов по сравнению с выветрелой породой разной степени разрушения.

Во всех исследуемых образцах элювия известняка разной степени выветрелости как в его техногенной (карьерной) выработки, так и в естественном обнажении, а также в гумусоаккумулятивном горизонте почвы (A_1), численность фосфатредуцентов-литотрофов много выше, чем фосфатредуцентов-органотрофов, за исключением образца элювия средней степени разрушения, отобранного из карьера. Кроме того, относительная численность фосфатредуцентов-литотрофов и фосфатредуцентов-органотрофов выше в элювии техногенной выработки известняка, чем в образцах элювия из естественного обнажения карбонатов.

Во всех исследуемых образцах элювия и в гумусовом горизонте дерновой почвы относительная численность микроорганизмов-амилолитиков много выше, чем общих сапротрофов за исключением образца элювия слабой степени выветрелости из карьерной выработки. При идентичной степени разрушения известняка, как из его естественного дневного обнажения, так и при его техногенной выработке, относительная численность сапротрофных и амилолитических прокариот находится примерно на одинаковом уровне численности.

Выводы. При усилении степени выветривания карбонатных пород среднего карбона Московской области и при последующем переходе их элювия в почвенное вещество численность сапротрофных и литотрофных групп микроорганизмов кратно возрастает, что свидетельствует как об улучшении среды обитания для микробиоценозов, так и об усилении интенсивности протекающих биохимических процессов. Тем самым подчеркивается прямое геоэкологическое значение микроорганизмов в процессах гипергенеза карбонатных пород и в генетическом формировании различных слоев почвенного вещества. Дальнейшие исследования молекулярно-биологических аспектов данного почво- и геообитающего микробиома, в т.ч. определение микробного биоразнообразия и генетико-биохимических маркеров, позволят более глубоко изучить и провести детальный сравнительный анализ условий и факторов формирования микробного пула и его биохимической активности в единой системе «известняк – элювий – почва».

Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии имени В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

Список литературы:

1. Вальков В.Ф., Казеев К.Ш., Колесников С.И., Кутровский М.А. Почвообразование на известняках и мергелях. Ростов-на-Дону: Росиздат, 2007. 198 с.
2. Васючков Ю.Ф. Биотехнология горных работ. М.: Изд-во «Горная книга», 2011. 351 с.
3. Геология с основами геоморфологии / Под ред. Н.Ф. Ганжары. М.: ИНФРА, 2026. 207 с.
4. Захаров М.С., Корвет Н.Г., Николаева Т.Н., Учаев В.К. Основы геологии и почвоведения. СПб.: Лань, 2025. 256 с.
5. Звягинцев Д.Г., Асеева И.В., Бабьева И.П., Мирчинк Т.Г. Методы почвенной микробиологии и биохимии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1980. 224 с.
6. Иванов М.В., Каравайко Г.И. Геологическая микробиология // Микробиология. 2004. Т. 73. № 5. С. 581-597.
7. Козлов А.В. Методы почвенной микробиологии и энзимологии в экосистемных исследованиях. М.: Плодородие, 2023. 152 с.
8. Кузнецов С.И., Иванов М.В., Ляликова Н.Н. Введение в геологическую микробиологию. М.: Изд-во Акад. наук СССР, 1962. 241 с.
9. Наумов Г.Б. Геохимия биосферы. М.: Издательский центр «Академия», 2010. 384 с.

Геохимическая характеристика снегового покрова г. Карабаш и прилегающих территорий

Козлов А.Э., Гашкина Н.А., Громяк И.Н., Догадкин Д.Н.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, aleksey31099@yandex.ru

Введение. Карабашский медеплавильный комбинат (АО «Карабашмедь», Челябинская обл.) — один из старейших металлургических объектов Южного Урала с многолетней историей интенсивного воздействия на окружающую среду. В период максимальной производственной активности годовые валовые выбросы пыли, газов и аэрозолей достигали 160–180 тыс. т, что послужило основанием для признания в 1996 г. города и прилегающей территории зоной экологического бедствия. После реконструкции предприятия в 2005 г. (введения систем мокрой газоочистки, рукавных фильтров и сернокислотного производства), объем выбросов сократился в 20 раз по сравнению с 2000 г. Тем не менее предприятие продолжает оказывать существенное влияние на качество атмосферного воздуха прилегающих территорий.

Снеговой покров, как депонирующая среда, аккумулирует атмосферные выпадения за зимний период и позволяет количественно охарактеризовать суммарную пылевую и химическую нагрузку на единицу площади. Предыдущие снегогеохимические исследования в районе г. Карабаш, выполненные в 2005–2006 гг. Институтом промышленной экологии УрО РАН, зафиксировали экстремально высокие значения пылевой нагрузки: максимум в 2005 г. составил 4548 кг/(км^2·сут), а после реконструкции в 2006 г. снизился до 1948 кг/(км^2·сут), средние значения при этом составили 183 кг/(км^2·сут).

Целью настоящей работы является геохимическая характеристика твердой нерастворимой и жидкой водорастворимой фракций атмосферных выпадений в снеговом покрове зоны влияния КМК, установление пространственных закономерностей распределения химических элементов по профилям подветренного (СВ) и наветренного (ЮЗ) направлений, а также оценка многолетней динамики техногенной нагрузки на компоненты природной среды.

Материалы и методы. Отбор проб снегового покрова методом снегового шурфа (40×40 см) осуществлен в январе 2022 г. (5 точек) и в январе 2024 г. (10 точек) по двум профилям от границы промышленной площадки КМК: на подветренном направлении (СВ, 1-10 км) и на наветренном направлении (ЮЗ, 1-5 км), с учетом преобладающих зимних ветров западных, юго-западных и южных румбов. Период формирования устойчивого снегового покрова до отбора проб зимой 2023-2024 г. составил 51 сутки. Точки пробоотбора располагались на расстоянии не менее 50 м от автомобильных магистралей (Методические …, 1990).

После таяния снеговых проб проводилось раздельное изучение двух фракций: жидкой водорастворимой (снеготалая вода, анализ методом ИСП-МС) и твердого нерастворимого осадка – вакуумная фильтрация через фильтры 0,45 мкм, минерализация по модифицированной схеме многоступенчатого кислотного разложения (Колотов и др., 2020), анализ методом ИСП-АЭС, прибор iCAP 6500 Duo, ЦКП ГЕОХИ РАН).

Рассчитаны показатели: пылевая нагрузка Рп (мг/(м^2·сут)), коэффициенты концентрации (КК) и рассеяния (КР) по Виноградову (Виноградов, 1962), факторы обогащения (ФО) с нормированием на лантан, суммарный показатель загрязнения Zc и суммарный показатель эмиссии Zd. Для выявления геохимических ассоциаций элементов выполнен кластерный анализ для твердой и жидкой фракций (программе Statistica).

Результаты и обсуждение. *Пылевая нагрузка.* Фоновые значения Рп в отдаленных точках СВ-профиля (13,8-16,3 мг/(м^2·сут) на расстоянии 5-10 км, соответствуют значениям 2006 г. (~15,6 мг/(м^2·сут)), принятым за условный фон. В импактной зоне ЮЗ-профиля пылевая нагрузка в 2024 г. достигает 80,2 мг/(м^2·сут) (ЮЗ-1, 1 км от КМК) (рис. 1), что в 5-6 раз превышает условно-фоновый уровень. Абсолютный максимум за оба периода

опробования зафиксирован в 2022 г. вблизи шламохранилища в юго-восточной части г. Карабаш 351 мг/(м^2·сут). Следует отметить, что условно-фоновое значение само по себе в 2-3 раза превышает характеристики удаленных от промышленных регионов территорий (2,4-8,3 мг/(м^2·сут)), отражая фоновое загрязнение прилегающей территории Южного Урала.

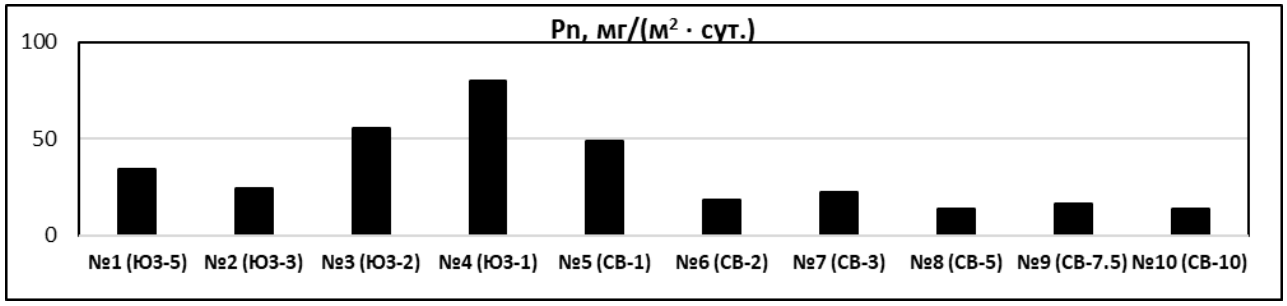


Рис. 1. Пылевая нагрузка Рп (мг/(м^2 · сут) в районе воздействия Карабашского медеплавильного комбината, пробоотбор зимы начала 2024 года

Геохимический состав твердой фракции. В импактной зоне (<4 км от КМК) (рис. 2) геохимический ряд пылеаэрозолей по средним КК выглядит следующим образом: Cu_{250}-As_{224}-Mo_{218}-Sb_{190}-Pb_{62}-Cd_{57}-Zn_{34}-Sn_{17}-S_{14}-$W_{3.2}$-$Cr_{2.7}$-$Fe_{2.2}$-$Ba_{2.1}$-$Ni_{1.9}$-$Co_{1.8}$-$V_{1.4}$. Из нехалькофильных элементов внимание привлекает молибден (КК=217), концентрирование которого сопоставимо с ведущими халькофильными элементами. Это, вероятнее всего, обусловлено медно-порфировой природой для части перерабатываемого концентрата, поступающего с Михеевского ГОКа (Челябинская обл., также структура РМК), для которого характерен парагенез Mo-Cu (Боярко, 2021). Молибден закономерно сопровождает медь в процессах пирометаллургической плавки и обогащает пылеаэрозольные выбросы. Молибден можно рассматривать как элемент-индикатор техногенного воздействия КМК в данном районе. Умеренное обогащение барием (КК=2,1), скорее всего связано с барит-кальцитовой жильной составляющей колчеданных месторождений медно-цинкового состава Уральского типа, таких как Учалинское (с соответствующего ГОК), поставляющих медный концентрат на КМК.

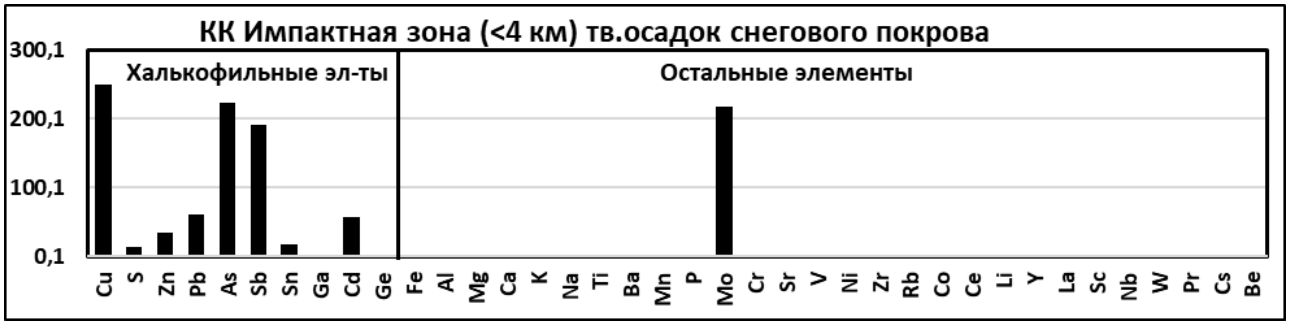


Рис. 2. Коэффициенты концентрации для твердого нерастворимого осадка снегового покрова импактной зоны (<4 км) по данным отбора начала 2024 года

В буферной зоне (>4 км) (рис. 3) геохимический ряд сохраняет качественный состав, однако значения КК значительно снижаются: Cd_{55}-Sb_{45}-Cu_{38}-As_{37}-Pb_{25}-Mo_{24}-Sn_9-Zn_8-S_4. Число нехалькофильных элементов с КК>1 сокращается с 10 (импактная зона) до 4 (буферная зона). Минимальное пространственное снижение КК между зонами зафиксирован для кадмия (57→55) и свинца (62→25), тогда как для меди, мышьяка и сурьмы он наиболее выражен.

Факторы обогащения и межфракционное распределение. В импактной зоне (рис. 4) практически для всех халькофильных элементов ФО>1 как в твердой, так и в жидкой фракциях, что свидетельствует о существенном техногенном загрязнении. Ряд элементов демонстрирует значительно более высокое обогащение именно в жидкой фракции: для Cd соотношение ФО жидкой/твердой=953/89 (10,6 раз), для Sb=997/312, для As = 600/360, для Zn=223/55. Это указывает на преимущественный перенос данных элементов в форме ультрадисперсных

водорастворимых аэрозольных частиц. Напротив, Pb, Sn, Cr и V накапливаются преимущественно в нерастворимом осадке (ФО твердой у Pb=99,6 против 26,8 в жидкой).



Рис. 3. Коэффициенты концентрации для твердого нерастворимого осадка снегового покрова буферной зоны (4> км) по данным отбора начала 2024 года

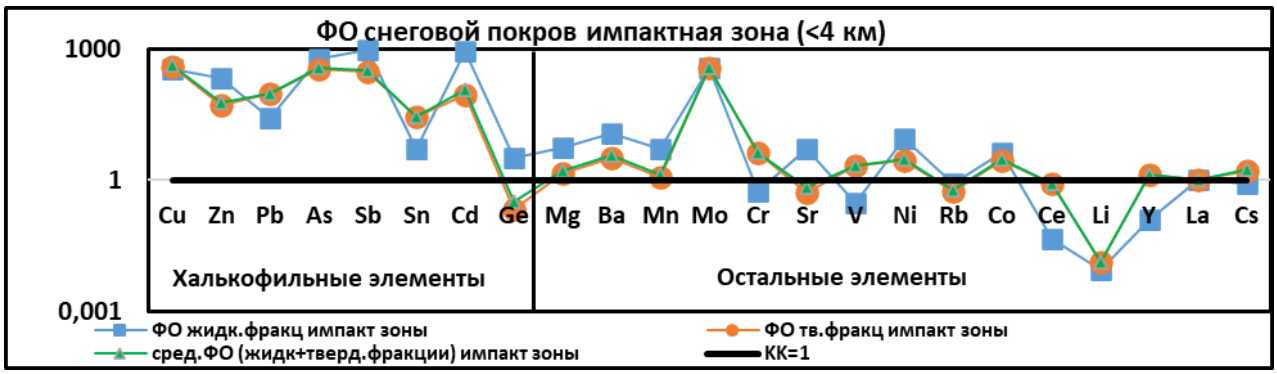


Рис. 4. Факторы обогащения элементов твердого нерастворимого осадка и жидкой снеготалой водорастворимой фракций снегового покрова импактной зоны (<4 км) по данным отбора начала 2024 года, (логарифмическая шкала Y)

В буферной зоне (рис. 5) наблюдается выраженный рост доли жидкой фракции: для Ge она достигает 55% суммарного содержания, для As=48%, для Zn=35%. Данная закономерность отражает гранулометрическую дифференциацию при атмосферном переносе: крупные частицы (>10 мкм) оседают гравитационно вблизи источника, тогда как ультрадисперсные аэрозольные частицы (<1 мкм) транспортируются на расстояния, превышающие 10 км (Шабанов и др, 2024; Udachin et al, 2019; González-Castanedo et al, 2014).

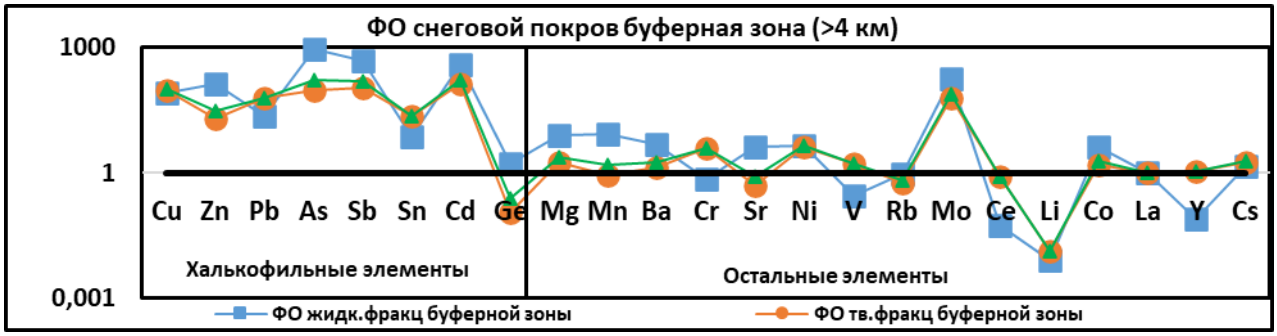


Рис. 5. Факторы обогащения элементов твердого нерастворимого осадка и жидкой снеготалой водорастворимой фракций снегового покрова буферной зоны (4> км) по данным отбора начала 2024 года (логарифмическая шкала Y)

Суммарные показатели загрязнения и эмиссии. Суммарный показатель загрязнения Zc в импактной зоне составляет 161, суммарный показатель эмиссии Zd=530, что соответствует высокому уровню техногенного воздействия. В буферной зоне Zc снижается до 22,6 (ниже порогового значения 32, характеризующего «низкий неопасный уровень»), а Zd до 30. Доминирующий вклад в Zd импактной зоны обеспечивают Mo (Kd=83), Cu (Kd=51), As (Kd=47) и Sb (Kd=26), что дополнительно подчеркивает определяющую роль КМК как источника поступления данных элементов.

Кластерный анализ. В фазе твердого нерастворимого осадка кластерный анализ выявил крупную ассоциацию с халькофильными элементами: Mo-Cu-S-Co-Ge-Fe-V-W-Ca-Sn-Bi-Pb-Te-As-Sb-Se-In-Zn-Tl-Mn-Ba, включающую молибден и барий как характерные нехалькофильные элементы-спутники данного района воздействия. Параллельно выделяются ассоциации литофильных (Th-Nb-K-Rb-Zr-Al-Hf-La-Ce-Pr-Nd-Sm) и редкоземельных (Yb-Er-Lu-Y-Gd-Ti-Sc) элементов.

В жидкой фракции выделяется ассоциация Cd-Zn, обусловленная высокой лабильностью обоих элементов при снижении pH (в условиях кислотной среды, формируемой при растворении техногенных сернистых соединений). Ассоциация Mo-Sb-Ge-Ni в жидкой фазе также отражает специфику данного производства. Высокое содержание растворимых форм Mn, Ba и Sr в буферной зоне указывает на их повышенную миграционную активность в том числе на удаленных территориях от источника выброса.

Заключение. Проведенные снегогеохимические исследования показывают, что, несмотря на существенное снижение объема выбросов после реконструкции КМК, территория г. Карабаш и прилегающие районы по-прежнему испытывают значительное аэротехногенное воздействие.

Пылевая нагрузка в ближней зоне (до 1 км от КМК) в 5-6 раз превышает условно-фоновый уровень; абсолютный максимум (351 мг/(м^2·сут)) зафиксирован вблизи шламохранилища. Условно-фоновое значение (~15,6 мг/(м^2·сут)) само по себе превышает обычный незагрязненный фон в 2-3 раза, отражая загрязнение региона промышленными выбросами.

Геохимический спектр пылеаэрозолей импактной зоны определяется халькофильной ассоциацией Cu-As-Mo-Sb-Pb-Cd-Zn-Sn-S, характерной для пирометаллургической переработки медного сульфидного концентрата. Аномальное концентрирование молибдена (КК=217), скорее всего, обусловлено медно-порфировой природой перерабатываемого сырья (Mo-Cu парагенез) и является геохимическим индикатором воздействия данного предприятия.

Элементы с преобладающей водорастворимой формой переноса (Cd, Zn, Ni, Mn) представляют повышенную экологическую опасность при весеннем снеготаянии вследствие высокого потенциала миграции с поверхностным стоком в водные объекты и грунтовые воды. Элементы, концентрирующиеся в нерастворимом осадке (Pb, Cr, Sn), формируют долгосрочные техногенные геохимические аномалии в верхних горизонтах почвенного покрова и лесной подстилке.

Значения пылевой нагрузки, зафиксированные в 2022 и 2024 гг., сопоставимы со средними данными 2006 г., что свидетельствует о стабилизации уровня аэрозольных выбросов КМК после проведенной реконструкции.

Список литературы.

1. Боярко, Г.Ю. Современное состояние молибденовой промышленности России / Г.Ю. Боярко, В.Ю. Хатьков // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. — 2021. — Т. 332, № 2.
2. Виноградов А.П. Среднее содержание химических элементов в главных типах изверженных пород земной коры // Геохимия. 1962. № 7. С. 555–571.
3. Медведев, А. Н. Из архива ИПЭ УрО РАН. Оценка атмосферных выпадений на территории города Карабаша по данным отбора и анализа проб снега в 2005 г / А. Н. Медведев // Траектория исследований – человек, природа, технологии. – 2024. – № 4(12). – С. 19-30.
4. Шабанов М.В., Маричев М.С., Минкина Т.М. и др. Поступление тяжелых металлов в депонирующие среды Карабашской геотехногенной системы // Горный информационно-аналитический бюллетень. 2024. № 5. С. 117–132. DOI: 10.25018/0236_1493_2024_5_0_117.
5. Методические рекомендации по оценке степени загрязнения атмосферного воздуха населенных пунктов металлами по их содержанию в снежном покрове и почве: утв. Гл. государственным санитарным врачом СССР от 15.05.1990 г., №5174-90.
6. Колотов В.П., Жилкина А.В., Широкова В.И., Догадкин Н.Н., Громяк И.Н., Догадкин Д.Н., Зыбинский А.М., Тюрин Д.А. Новый подход к минерализации образцов в открытой системе для анализа геологических образцов методом масс-спектрометрии с индуктивно-связанной плазмой с улучшенными метрологическими характеристиками // Журн. аналит. химии. 2020. Т. 75. № 5. С. 394. DOI: 10.31857/S0044450220050102.

7. Udachin, V; Streletskaya, M; Kiseleva, D; Zaitseva, M; Aminov, P; Udachin, N; Blinov, I (2019) Heavy metals and Zn isotope ratios in the snow of the Karabash copper smelting area (Southern Urals, Russia) E3S Web of Conferences, 98. 12023 https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199812023;
8. González-Castanedo Y, Moreno T, Fernández-Camacho R, Sánchez de la Campa AM, Alastuey A, Querol X, et al. Size distribution and chemical composition of particulate matter stack emissions in and around a copper smelter. Atmospheric Environment. 2014; 98:271-82. https://doi.org/10.1016/J.ATMOSENV.2014.08.057.
9. Telmer K, Bonham-Carter G, Kliza DA, Hall GEM. The atmospheric transport and deposition of smelter emissions: evidence from the multi-element geochemistry of snow, Quebec, Canada. Geochimica Et Cosmochimica Acta 2004;68:2961–2980. https://doi.org/10.1016/j.gca.2003.12.022.

Луна и Карело-Кольский регион: сравнительный петрогеохимический анализ и ограничения при создании имитаторов лунного грунта

Колпаков И.А.[1], Егорова Ю.С.[2]

[1]Санкт-Петербургский Горный Университет Императрицы Екатерины II, kolpa4.vhla@mail.ru
[2]Институт Геологии и Геохронологии Докембрия РАН, egorova@ipggras.ru

Наземная отработка техники и технологий, предназначенных для работы на поверхности Луны (буровых и грунтозаборных устройств, движителей мобильных платформ, установок переработки вещества в конструкционные материалы) – требует значительных объемов грунта-аналога. Вещество, доставленное миссиями «Луна» и Apollo, для расходных технологических испытаний непригодно, поэтому применяют имитаторы: гранулярные материалы, изготовленные из земных пород и воспроизводящие часть свойств реголита. Наиболее известные продукты – JSC-1A, MLS-1 и CAS-1, ориентированные на морские районы, а также NU-LHT, LHS-1 и OB-1, ориентированные на материковые, – воспроизводят лишь ограниченный набор характеристик, и ни один из них не является универсальным (Taylor et al., 2016; Schrader et al., 2010). Цель работы – оценить сырьевой потенциал докембрийских комплексов Карело-Кольского региона применительно к этой задаче. Сопоставить минералогические, геохимические и физико-механические характеристики лунных пород и потенциальных пород-аналогов региона, установить границы применимости такого сырья и отработать технологию изготовления имитаторов с паспортом измеренных свойств. Задача рассматривается преимущественно с инженерных позиций: определяющим является не генетическое родство пород, а воспроизводимость получаемого материала и полнота его аттестации.

Эталонной базой сравнения служат опубликованные данные о лунном веществе. Общепринято в лунной петрологии разделение лунного грунта на материковый, низкотитанистый и высокотитанистый морской типы, поскольку отражает две принципиально разные стадии эволюции Луны: раннюю кристаллизацию глобального магматического океана, давшую плагиоклазовую материковую кору, и позднейшее парциальное плавление разноглубинных мантийных кумулатов с различным содержанием ильменита, давшее контрастные по титанистости базальтовые серии морей. Использование этой классификации в настоящей работе продиктовано тем, что именно принадлежность к одному из трех типов определяет валовый химический и минеральный состав целевого материала, а следовательно – выбор земных горных пород-аналогов и требования к технологии изготовления соответствующего имитатора. Материковая кора Луны сложена преимущественно ферроанортозитами, содержащими свыше 90 об. % плагиоклаза состава An 94–98 при подчиненных железистых пироксене и оливине (Pernet-Fisher et al., 2017); морские равнины сложены базальтами с главными фазами: пироксен, плагиоклаз, оливин, ильменит. Реголит представляет собой плохо отсортированную смесь литических и минеральных обломков, стекла, брекчий и агглютинатов; медианный размер частиц преимущественно составляет 40–130 мкм, плотность твердой фазы принимается около 3.1 г/см³ (Слюта, 2014). По литературным данным в качестве целевых выбраны два объекта в Карело-Кольском регионе, в первом приближении отвечающие по составу двум главным типам пород лунной поверхности. Критериями отбора служили близость модального и химического состава к

целевому типу лунных пород, однородность сырья, малая степень изменения, доступный объем и возможность воспроизводимого повторного отбора из того же объекта.

Морской модуль основан на вепсских (1.77 млрд лет) габбродолеритах Ропручейского силла из Прионежского района Карелии: минеральный состав пород включает плагиоклаз 48–54%, пироксен 33–40%, титаномагнетит 6–7%, амфибол 2–4.5%, биотит <1 % и кварц 0.5–1%; порода характеризуется плотностью около 3.07 г/см³, пористостью 0.61%, водопоглощением 0.1% и прочностью при сжатии до 350 Мпа (Кулешевич и др., 2021). Средний химический состав габбродолеритов характеризуется содержанием (в мас.%): SiO_2 50.7, TiO_2 2.2, Al_2O_3 12.05, Fe_2O_3 17.15, MgO 4.9, MnO 0.16, CaO 7.9, Na_2O 3.1, K_2O 1.3, P_2O_5 0.23 (Кулешевич и др., 2021).

В качестве источника плагиоклазового сырья для материкового модуля имитатора рассмотрены массивные лейкогаббронориты верхней зоны сумийского (2.47 млрд лет) массива Мончетундра (Кольский регион), образующие линзовидные и пластовые тела мощностью от нескольких сантиметров до 1.5 м среди трахитоидных габброноритов. Они характеризуются хорошей сохранностью первично-магматических минералов и структур. Средний химический состав лейкогаббронноритов характеризуется содержанием (в мас.%): SiO_2 49.2, TiO_2 0.34, Al_2O_3 21.9, Fe_2O_3 5.6, MgO 4.8, MnO 0.11, CaO 12.8, Na_2O 2.6, K_2O 0.2, P_2O_5 0.03 при Mg# 45–62; нормативное анортитовое число плагиоклаза составляет An 77–85 (Кунаккузин, 2023).

Сопоставление показывает функциональное, но не генетическое соответствие выбранных объектов породам Луны. Габбродолериты Ропручейского силла по набору главных фаз и по содержанию титаномагнетита приближаются к низкотитанистым морским базальтам. Лейкогаббронориты Мончетундры по модальной доле плагиоклаза сопоставимы с материковым реголитом, однако плагиоклаз в разрезе массива соответствует битовниту, то есть существенно менее кальциевый, чем лунный, хотя по содержанию CaO в породе они идентичны (рис. 1). Оба типа земных пород содержат меньше MgO и существенно больше Na_2O (в 5.5–9.5 раз), а габбродолериты Ропручейского силла также в 8 раз больше K_2O (рис. 1). Для тех, и для других характерны водосодержащие фазы – амфибол, биотит и вторичные минералы, – отсутствующие в первичном лунном веществе, а железо в них находится в более окисленной форме. Механическое измельчение не воспроизводит агглютинаты, нанофазное металлическое железо, солнечно-ветровые имплантаты и микрократеры, поэтому стекло и агглютинатоподобные частицы должны вводиться отдельными компонентами. Отсюда следует основной методический вывод: достоверность имитатора нельзя выражать единым показателем сходства, а паспорт партии должен раздельно характеризовать состав, гранулометрию, морфологию частиц, плотность и технологическое поведение с указанием заведомых несоответствий. Соответственно различаются и приоритетные свойства: для испытаний движителей – гранулометрия, форма зерен, насыпная плотность и параметры сдвига; для бурения и пробоотбора – абразивность и прочность обломков; для спекания и получения материалов – химический и фазовый состав.

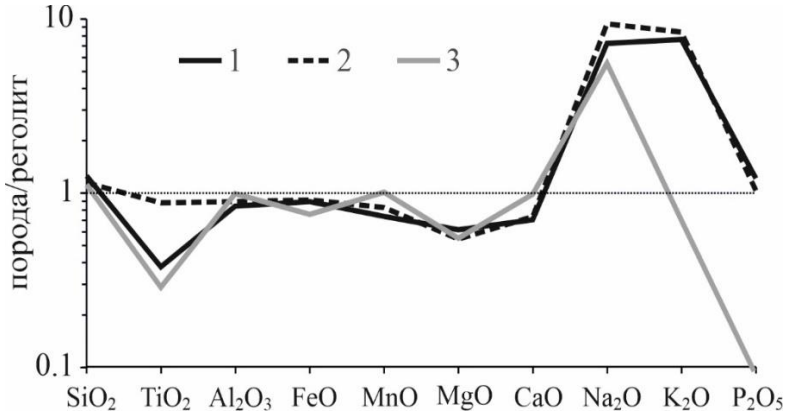


Рис. 1. Сравнение средних химических составов пород потенциальных источников материала для имитаторов лунного грунта с главными типами реголита. 1-2 – габбродолериты Ропручейского силла нормированные на средний состав морских базальтов: 1 – высоко-Ti, 2 – низко-Ti; 3 – лейкогаббронориты Мончетундры нормированные на средний состав материковой коры.

Массив Мончетундра и Ропручейский силл образуют минимальную взаимодополняющую пару источников: первый обеспечивает высокоплагиоклазовую основу материкового имитатора, второй – мезократовую железо-титанистую основу морского. Экспериментальная партия из габбродолерита Другорецкого месторождения (Ропручейский силл) доведена до состояния готового имитатора. Технологическая схема включает первичное дробление, контролируемое измельчение, рассев на узкие классы, сушку и последующее смешение фракций до заданной гранулометрической кривой, приближенной к распределению частиц лунного реголита. Выбор этого объекта для отработки схемы обусловлен изученностью пород, наличием действующей открытой разработки и доступностью материала в требуемом объеме. Аттестация полученного материала предусматривает оптическую петрографию, рентгеновскую дифрактометрию и рентгенофлуоресцентный анализ, количественную оценку морфологии частиц по микрофотографиям, а также определение плотности твердой фазы, предельных значений насыпной плотности, пористости, угла внутреннего трения, сцепления и абразивности. Материковая партия на основе пород массива Мончетундра и последующие партии находятся на стадии подготовки и аттестации. Для каждой партии формируется паспорт, фиксирующий исходную породу, место отбора, режимы дробления и помола, гранулометрический состав, измеренные свойства и заявленную область применимости.

Изготовление и аттестация первой партии из габбродолерита Другорецкого месторождения подтверждают работоспособность предложенной технологической схемы и принципа паспортизации. Дальнейшие работы включают завершение аттестации изготовленной партии, получение материковой партии, сравнение обоих материалов с опубликованными данными по грунту миссий Apollo и «Луна» и выбор базовых рецептур под сценарии испытаний – взаимодействие «транспорт–грунт», бурение и пробоотбор, получение конструкционных материалов, выращивание агрокультур.

Авторы выражают искреннюю благодарность сотрудникам института геологии КарНЦ РАН: Егоровой С.В., Устиновой В.В., Светову С.А.; работникам горно-геологической отрасли Карелии: Кузьминых Е.Н., Кочериной Л.В.; сотрудникам института геологии КНЦ РАН: Кунаккузину Е.Л., Мудруку С.В.; сотрудникам Санкт-Петербургского Горного Университета: Смоленских В.В и Смирнову А.Ю. за всестороннюю помощь в полевых исследованиях, содействие в отборе представительных образцов пород, помощь в подготовке экспериментальной партии и ценные консультации при интерпретации петрогеохимических данных.

Список литературы

1. Pernet-Fisher J.F., Joy K.H., Martin D.J.P., Donaldson Hanna K.L. Assessing the shock state of the lunar highlands: implications for the petrogenesis and chronology of crustal anorthosites // Scientific Reports. 2017. V. 7. Art. 5888.
2. Schrader C.M., Rickman D.L., McLemore C.A., Fikes J.C. Lunar Regolith Simulant User's Guide. NASA/TM–2010–216446. Huntsville, AL: NASA Marshall Space Flight Center, 2010.
3. Taylor L.A., Pieters C.M., Britt D. Evaluations of lunar regolith simulants // Planetary and Space Science. 2016. V. 126. P. 1–7.
4. Слюта Е.Н. Физико-механические свойства лунного грунта (обзор) // Астрономический вестник. 2014. Т. 48. № 5. С. 358–382.
5. Кулешевич Л.В., Рахманова А.В. Высокопрочные габбродолериты Ропручейского силла // Геологическое наследие Карелии: путеводитель историко-геологических экскурсий по городу Петрозаводску и Центральной Карелии. Петрозаводск, 2021. С. 60-66.
6. Кунаккузин Е.Л. Этапы формирования и мантийные источники палеопротерозойского базитового массива Мончетундра (северо-восток Фенноскандинавского щита). Канд. дис.-я. Апатиты, 2023. 175 с.

Влияние геолого-геофизической неоднородности на распределение фильтрационно-емкостных свойств

Коровин М.О.

Томский политехнический университет, korovinmo@hw.tpu.ru

Введение. Неоднородность геологического строения месторождений отражается в особенностях распределения фильтрационно-емкостных свойств, а вместе с тем и в показаниях кривых геофизических исследований скважин.

После создания петрофизической модели следует этап формирования геологической модели и в дальнейшем гидродинамической. Зачастую, определенную часть сложностей при геолого-гидродинамическом моделировании можно выявить и уменьшить их влияние еще на этапе создания петрофизической модели и анализе геолого-геофизических данных. Так, например, стандартная проблема высокой дисперсии данных на графике $К_{пр}$-$К_{п}$ (рис. 1) на этапе гидродинамического моделирования приведет к расхождению в исторических и расчетных показателях добычи флюидов.

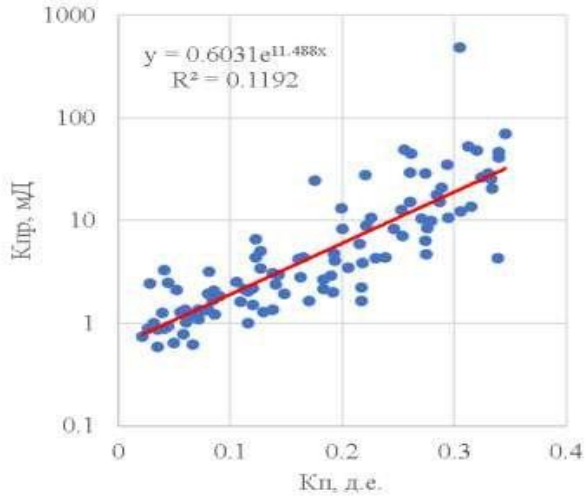


Рис. 1. Зависимость коэффицента проницаемости от коэффициента пористости по керну

А выявив эту закономерность на этапе анализа геолого-геофизических данных и создания петрофизической модели, можно уменьшить трудности специалистовгидродинамиков, акцентировать внимание на более специализированно узких проблемных областях геологического моделирования и разработки. Распределение фильтрационноемостных свойств – ключевой параметр при переходе к дальнейшему моделированию.

Особенности учета неоднородности. Достаточно сравнить разные виды данных (керн, геофизические исследования скважин, трассерные исследования) и становится понятно, что самый большой охват по площади исследований у каротажных кривых. Даже если в скважине хотя бы одна каротажная кривая – хотя бы минимальное представление о разрезе можно попытаться получить. При этом, целесообразно рассматривать кривые ГИС с опорой на керновые данные и трассерные исследования, чтобы получить более точные результаты, отражающие приближенные к реальности тренды изменения фильтрационно-емкостных свойств. Например, направление увеличенных значений интервального времени пробега акустических волн, определенное по керну нуждается в масштабировании на пласт. Ведь керн – это микромасштаб исследований в сравнении с ГИС (мезо-масштаб) и ГДИС (гидродинамические исследования скважин, макромасштаб). Без ГИС это сделать конечно можно, но погрешность будет очень высокая, так как на примере месторождения с фондом скважин 200 единиц, скважин с керном всего 10 % фонда (20 единиц) – небольшой охват по площади, 19 скважин с трассерными исследованиями. При этом, если удастся найти

аналогичные закономерности при анализе данных ГИС, сопоставить их с керновыми и при необходимости уточнить – это и будет искомое масштабирование от керна к ГИС.

Рассмотрим на примере интервального времени пробега ультразвуковой волны. В лаборатории изначально измеряется скорость пробега продольной волны (Иванов М.К. и др., 2008) и в дальнейшем пересчитывается в интервальное время пробега. При этом получается, что это статическое число, полученное для образца керна. Теперь посмотрим, как оно в дальнейшем применяется при стандартных подходах. Используется формула среднего времени (формула Вилли (Wyllie M.R.J. и др., 1956)) и таким образом для расчета коэффициента пористости на весь пласт используется одно число. Это классический подход, с помощью которого можно быстро вычислить коэффициент пористости. При этом, диспресию данных мы все-таки наблюдаем. Далее от коэффициента пористости считаются остальные параметры: коэффициент водонасыщенности, коэффициент проницаемости, а это значит что дисперсия будет только накапливаться. Создание межскважинных корреляций, да и обычных графиков зависимостей петрофизических параметров по отдельным скважинам наглядно показывает различие во взаимосвязях. Отсюда мы приходим к тому, что было бы удобно получить направленное значение физического параметра по керну. Для этого проводится следующий эксперимент: образец керна зажимается между источником и приемником ультразвуковых сигналов и проводится измерение (Иванов М.К. и др., 2008). После серии экспериментов, минимум 8 измерений (можно и больше для повышенной точности) с поворотом на 22.5^{o} получаем серию данных, которая аппроксимируется эллиптической моделью (Коровин М.О., 2014).

Закономерно возникнет вопрос: «как убедиться в правильности определенного направления, если керн не ориентирован?». Эта проблема решается предварительным ориентированием керна с помощью палеомагнитных исследований (Коровин М.О., 2014).

Теперь, когда керн предварительно ориентирован и получено направление физического параметра, можно переходить к анализу геофизических исследований скважин. Используются скважины с наличием акустического каротажа по продольным волнам. При этом изучается один и тотже целевой пласт (в данном случае это верхнеюрские отложения $Ю_1$). Построив карты распределения акустического свойства, в первом приближении визуально уже наблюдаются изменения значений физического параметра по площади. Теперь необходимо изучить распределение физического свойства по ГИС. Для этого используются векторный и градиент анализы. Векторный анализ карт распределения параметров и поля их градиентов позволяет получить достаточно надежные азимутальные и количественные характеристики анизотропии фильтрационных свойств (Коровин М.О., 2017).

Таким образом, получено направление изменения интервального времени пробега по данным ГИС. Сопоставляя с керном, наблюдаем схождение в определенных угловых характеристиках и величинах, определяющих степень неоднородности (Коровин М.О., 2022). Это – переход от масштабов керна к масштабам распределения данных ГИС (Коровин М.О., Алеева А.О., 2024, 2025). Теперь, мы можем получить более точные значения коэффициента пористости как по скважинам, так и в межскважинном пространстве, а вместе с этим и другие параметры ($К_в$, $К_{пр}$).

Последовательное изучение изменения физических свойств различными методами, учточнение детальности их распределения приводит к формированию подхода к учету неоднородности и дальнейшей имплементации в геолого-гидродинамическом моделировании (рис. 2).

Заключение. Учет влияния неоднородности по комплексу геолого-геофизических данных позволяет получить априорную картину и учитывать проведенные исследования в дальнейших этапах геолого-гидродинамического моделирования. Позволяет по-новому

комплексировать геолгогеофизические данные и формировать более полную картину о пространственном изменении физических и фильтрационно-емкостных свойств.



Рис. 2. Обнаружение неоднородностей (количественная оценка)

Список литературы

1. Wyllie, M.R.J., Gregory, A.R., Gardner, L.W., 1956. Elastic waves velocities in heterogeneous and porous media. // Geophysics 21 (1), 41-70.
2. Иванов М.К., Калмыков Г.А., Белохин В.С., Корост Д.В., Хамидуллин Р.А. Петрофизические методы исследования кернового материала. Учебное пособие в 2-х книгах. Кн. 2: Лабораторные методы петрофизических исследований кернового материала. – М.: Изд-во Моск. ун-та, 2008.113 стр., илл., рис. и табл.
3. Коровин М.О. Специализированный анализ керна для изучения анизотропии коллекторов нефти и газа // Известия Томского политехнического университета 2014. Т. 324, № 1: Науки о Земле. С. 87-92.
4. Коровин М.О. Методика количественной оценки латеральной анизотропии фильтрационно-емкостных свойств терригенных коллекторов на базе комплексного анализа геолого-геофизических данных : диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук : спец. 25.00.10 / М. О. Коровин ; Национальный исследовательский Томский политехнический университет (ТПУ) ; науч. рук. В. А. Конторович. Томск, 2017.
5. Коровин М.О. Оценка качества расчета анизотропии проницаемости на примере терригенного пласта // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов 2022 Т. 333 №. 7. С. 38-44
6. Коровин М.О., Алеева А.О. Формирование петрофизических взаимосвязей типа «керн–керн» для создания модели свойств коллекторов // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2024. Т. 335. No 4. С. 73–79. DOI: 10.18799/24131830/2024/4/4539
7. Коровин М.О., Алеева А.О. Влияние акустических характеристик горных пород на емкостные параметры коллектора // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2025. Т. 336. №4 С. 127–135. DOI: 10.18799/24131830/2025/4/5013

Медно-никелевая минерализация в пиритовых конкрециях среднеюрского возраста в обнажениях у села Большие Тарханы (Татарстан)

Королёв А.Э.

Институт геологии и нефтегазовых технологий, КФУ, Казань; albert-korolev-kpfu@mail.ru

Пиритовые конкреции, формирующиеся в осадочных терригенно-глинистых отложениях аноксидной геохимической обстановке седиментации, помимо основной минеральной фазы (FeS_2) могут содержать и редкие включения самороднометальных акцессорных минералов. Последние в большинстве случаев приурочены к пиритовым обособлениям, чье образование связано с выходами в придонной части морского дна газово-водных минерализованных растворов, либо приуроченным к ореолам гидротермальных систем (Седаева К.М. и др. 2013). То есть, повышенное содержание интерметаллидов в

агрегатах серного колчедана может служить признаком для их генетической типизации. Учитывая это было проведено изучение пиритовых нодулей, образующих рудное поле в глинистых слоях юрских отложений вблизи села Большие Тарханы, которые по всем признакам являются результатом высачивания сероводородсодержащих флюидов, ранее разгружающихся на дне Среднерусского палеоморя (Николаева В.М. и др. 2014).

Изучение отложений юрского возраста у села Большие Тарханы, проведенные В. В. Митта с соавторами (Митта В.В. и др. 2014), позволили выявит в разрезах стратоны байоского, келловейского, оксфордского и кимериджского ярусов. Разрезы сложены черными полиминеральными глинами, зеленовато-серыми известковыми мергелями, грауваккковыми алевролитами и песчаниками, в кровле темно-серыми горючими сланцами. Все породы в той или иной степени содержат пиритовую минерализацию. У села Большие Тарханы в глинах батского яруса был обнаружен участок, буквально обогащенный пиритовыми агрегатами, содержание которых составляло от 20 до 80 штук на квадратный метр. Преобладали различные виды конкреций размером от 1,0 до 20,0 см. Часть конкреций имела дисковидный и шаровидный облик, часть – представляла собой псевдоморфозы по двустворчатым моллюскам, рострам белемнитов, раковинам аммонитов и костям ихтиозавров, часть – встречалась в виде полых столбчатых обособлений в глинах высотой до 1,0 м и диаметром до 25,0 см. Последние по своему строению весьма схожи с минеральными постройками в зонах высачивания сероводородных флюидов, а окружающая их пиритовая минерализация – с ореолом влияния очагов разгрузки на вмещающие породы.

Лабораторные исследования пиритовых конкреций показали, что все они содержат включения монацитов, в меньших количествах отмечаются медно-никелевые и цинковые минералы, а также единичные вкрапления зерен магнетита, самородного золота и фосфатов серебра. Повышенный интерес вызвала медно-никелевая минерализация, особенно, представленная не сульфидными соединениями, а самородными интерметаллидами. Изучение поверхностей сколов пиритовых конкреций под электронным микроскопом, оснащенным энергодисперсионным анализатором показало, что медно-никелевые интерметаллиды развиваются в межзерновом пространстве агрегатных сростов пиритовых зерен. Причем наиболее крупных размеров они достигают в участках конкреций, где прошла более интенсивная перекристаллизация зерен пиритов. В одних случаях интерметаллиды образуют тонкие изгибающиеся пластинки, часто закручивающиеся в спираль, развивающихся вдоль тонких каналов сообщающихся межзерновых пор перекристаллизованного агрегата, в других – более толстые пластинчатые обособления метасоматически замещающие микрозернистый пирит в конкрециях (рис. 1).

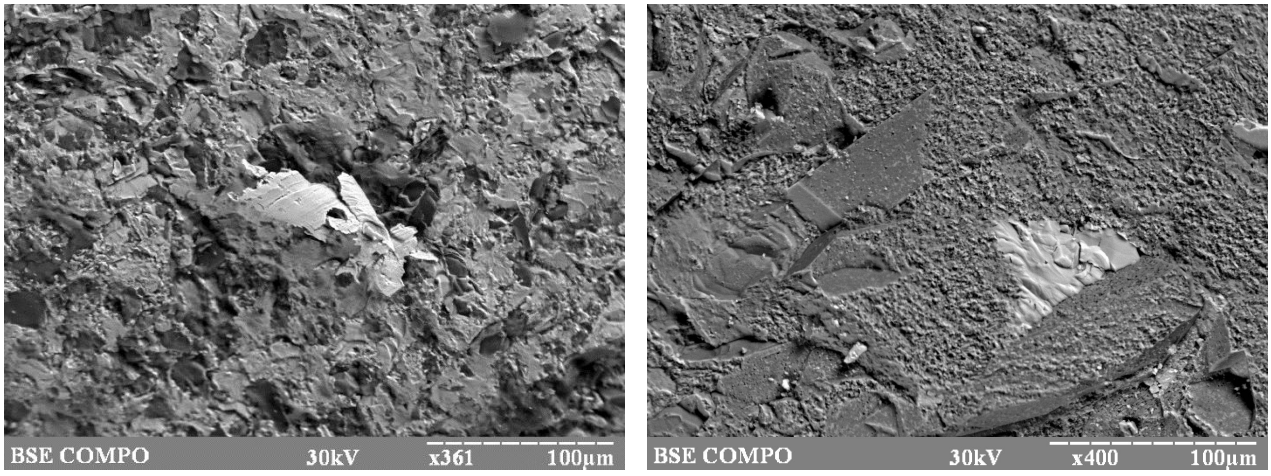


Рис. 1. Фотографии участков сколов пиритовых конкреций с включениями пластинчатых обособлений медно-никелево-железистых интерметаллидов, обладающих ярким контрастом в отраженных электронах.

В обоих случаях их взаимоотношение с минеральной матрицей конкреций показывает, что интерметаллиды являются вторичными по отношению к пиритовым зернам. То есть, уже сформированные агрегаты пирита являлись минералообразующей средой, в которой образовывались акцессорные соединения металлов. Согласно данным энергодисперсионного анализатора в составе интерметаллидов доля меди составляет 64-69%, доля никеля – 20-26%, доля железа – 11-13%. Пластинки сростков самородных металлов характеризуются многослоистой структурой. Каждые слой нарастает на ранее сформированную подложку, образованную плотно соприкасающимися проволочноподобными индивидами Cu^o, Ni^o и Fe^o. Границы между индивидами различных металлов подчеркиваются штриховкой на поверхности интерметаллидов, создающей эффект параллельного двойникования в пределах каждого слоя. Контакты новообразованных самородных минералов с вмещающими зернами пиритовых агрегатов весьма резкие, неправильной формы, что указывает на неравномерных подток к их периферии питающего минерального вещества или на блокировку роста в отдельных направлениях.

Учитывая вышесказанное механизм образования интерметаллидов можно представить следующим образом. В батский век на границе Ульяновской области и Татарстана вдоль тектонических разломов шла восходящая миграция серосодержащих минерализованных флюидов. В местах придонной разгрузки глинистые породы обогащались пиритовой минерализацией. В условиях относительно быстрого роста пиритовых конкреций часть зерен пирита захватывала ионы меди и никеля, способных изоморфно входить в кристаллическую решетку FeS_2. В процессе перекристаллизации пиритовые зерна освобождались от примесных элементов, которые поступая в поровую среду конкреционных тел, формировали самостоятельные минеральные фазы, в том числе и интерметаллиды. Последние либо выполняли тонкопоровое пространство пиритовых агрегатов, либо метасоматически замещали микронные зерна пирита.

Список литературы

1. Митта В.В., Костылева В.В., Глинских Л.А., Шурыгин Б.Н., Стародубцева И.А. Стратиграфия средней юры юго-запада Республики Татарстан // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2014. Т.22. № 1. С. 31-46.
2. Николаева В. М., Шиловский О.П., Королев Э.А. Морфологические особенности пиритовых конкреций среднеюрских отложений Среднерусского моря как отражение просачиваний сероводородных флюидов // Металлогения древних и современных океанов-2014. Двадцать лет на передовых рубежах геологии месторождений полезных ископаемых. Научное издание. Миасс: Институт геологии УрО РАН, 2014. С. 76-78.
3. Седаева К.М., Майорова Т.П., Устюгова К.С., Светов С.А., Филиппов В.Н. Пирит осадочных и магматических комплексов горного Крыма и его минералого-геохимическая характеристика // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2013. № 5. С. 45-56.

Перспективы нефтегазоносности клиноформенного комплекса акватории Восточно-Сибирского моря

Короткова А.С.

МГУ им. М.В. Ломоносова, Korotkovaas@my.msu.ru

Введение. Драйвером развития минерально-сырьевой базы Российской Арктики, является углеводородное сырье. На государственном балансе запасов полезных ископаемых АЗРФ находится почти 370 месторождений. Арктическая зона обеспечивает добычу более 80 процентов горючего природного газа и 17 процентов нефти (включая газовый конденсат) в РФ. Указ Президента РФ от 26 октября 2020 г. N 645 "О Стратегии развития Арктической зоны Российской Федерации и обеспечения национальной безопасности на период до 2035 года" (с изменениями и дополнениями) определяет специальные подходы к ее социально-экономическому развитию и обеспечению национальной безопасности в Арктике. При этом учитывается устойчивая географическая, историческая и экономическая связь с Северным морским путем. Реализация в Арктической зоне крупнейших экономических (инвестиционных)

проектов обеспечивает формирование спроса на высокотехнологичную и наукоемкую продукцию, а также стимулирует производство такой продукции в различных субъектах РФ. В Указе подчеркивается необходимость дальнейшего наращивания углеводной базы. Континентальный шельф Российской Федерации в Арктике, по оценкам экспертов, содержит более 85,1 трлн. куб. метра горючего природного газа, 17,3 млрд. тонн нефти (включая газовый конденсат) и является стратегическим резервом развития минерально-сырьевой базы страны. Значение Северного морского пути как транспортного коридора мирового значения, используемого для перевозки национальных и международных грузов, будет только возрастать.

В свете вышеизложенного, актуальность темы исследования очевидна, а именно: прогноз распространения и качества продуктивных толщ на стадии поиска месторождений при условиях высокой сложности бурения в Арктических морях с наименьшим влиянием на экосистему. Объектом исследования является наименее изученная и наиболее удаленная от объектов инфраструктуры на континенте шельфовая часть Восточно-Сибирского моря. Предмет исследования – оценка перспектив открытия крупных месторождений нефти и газа, коммерчески рентабельных для промышленной разработки в XXI веке.

Цель исследования – оценка перспектив нефтегазоносности шельфа Восточно-Сибирского моря на основе комплексного анализа имеющихся геолого-геофизических данных. Выделение возможных природных резервуаров в клиноформном комплексе палеогенового возраста Восточно-Сибирского моря.

Клиноформный палеогеновый комплекс акватории Восточно-Сибирского моря. Клиноформный комплекс акватории Восточно-Сибирского моря представлен отложениями палеоцен-эоценового времени. Имеют преимущественно терригенный состав. Комплекс приурочен к Новосибирскому и частично Северо-Чукотскому прогибам, имея, в большинстве своем, ориентировку ЮВ-СЗ. (Рис. 1)

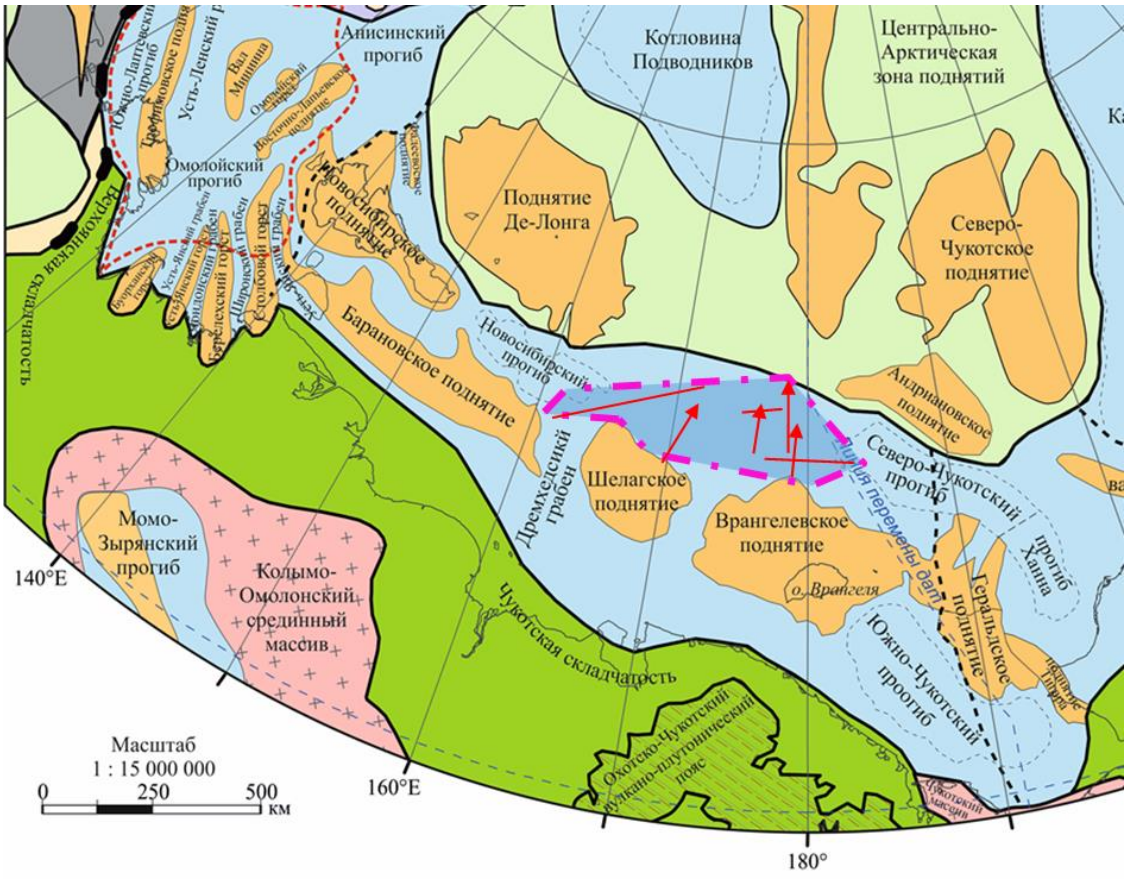


Рис. 2. Схема распространения клиноформного комплекса на тектонической карте Восточно-Сибирского моря. (Ступакова А.В. и др, 2016 с дополнениями).

Интерпретация сейсмических профилей происходила по методу секвентной стратиграфии. Секвенция – относительно согласная последовательность генетически связанных слоев, ограниченных в кровле и подошве несогласиями и коррелятивными им поверхностями согласного залегания. (Mitchum, 1977)

Выделялись: границы секвенции – Sequence Boundary (SB) – по видимым эрозионным врезам и ярким четким фазам; граница коррелятивной конформности-субариального несогласия – Correlative Conformity-Subaerial Unconformity (CC-SU); трансгрессивная граница – Transgressive Surface (TS); граница максимального затопления морем – Maximum Flooding Surface (MFS). (Hunt and Tucker, 1992) (Рис. 2)

Описанные границы (поверхности) подразделяют секвенцию на 3 тракта уровня моря. В этой работе рассмотрено только 3 типа – Тракт низкого стояния уровня моря (Lowstand Wedge Systems Tract – LST), Трансгрессивный тракт (Transgressive Systems Tract – TST), Тракт высокого стояния уровня моря (Highstand Systems Tract – HST).

Lowstand Wedge Systems Tract (LST) – тракт низкого стояния уровня моря. Ему характерно наличие конуса выноса (турбидитных фанов). Тракт ограничивается поверхностями – граница секвенции (SB) и трансгрессивная поверхность (TS), и обычно уровень моря плавно поднимается, но могут происходить повторные падения, из-за чего и появляется граница коррелятивной конформности-субариального несогласия (CC-SU). Бровка клиноформы плавно проградирует.

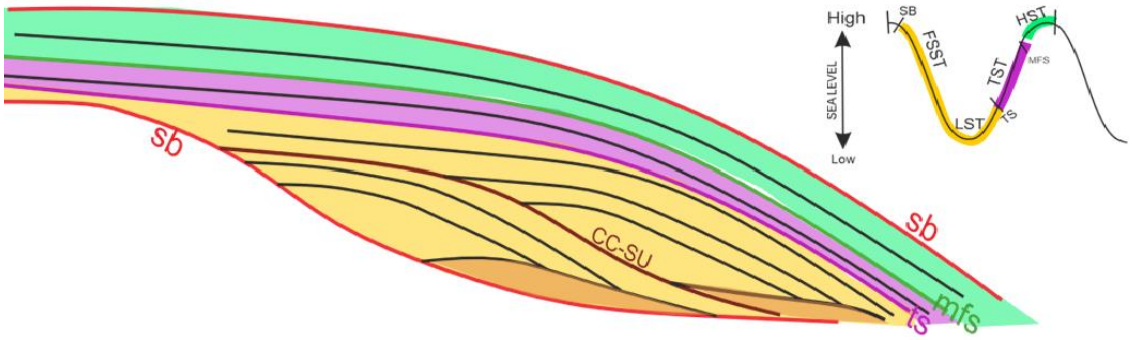


Рис. 2. Строение секвенции. (по Hunt and Tucker, 1992)

Transgressive Systems Tract (TST) – трансгрессивный системный тракт. Трансгрессивной поверхностью (TS) заканчивается тракт низкого стояния уровня моря (LST) и начинается трансгрессивный системный тракт (TST) – отмечается трансгрессия моря. Часто тракт представлен в основном глинистыми отложениями, которые прослеживаются по ярким и выдержанным фазам. В каких-то районах трансгрессивный тракт не особо выражен, часто в некоторых секвенциях вообще отсутствует. Выделяется по смещении бровки в сторону суши. Тракт завершается поверхностью максимального затопления (MFS).

Highstand Systems Tract (HST) – тракт высокого стояния уровня моря. Чаще всего характерно, что скорость осадконакопления равна росту уровня моря. Бровка плавно растет в сторону бассейна. Ограничен поверхностями максимального затопления (MFS) и границей секвенции (SB). Данный тракт заканчивает секвенцию, далее – начинается новая.

По такому принципу был проинтерпретирован выбранный профиль для детального исследования. (Рис. 3, 4)

По выбранной части профиля далее была построена диаграмма Виллера – временная диаграмма, которая показывает последовательность накопления парасеквенций и их дальнейшую эрозию, а также фациальную зональность клиноформы. (Рис. 5)

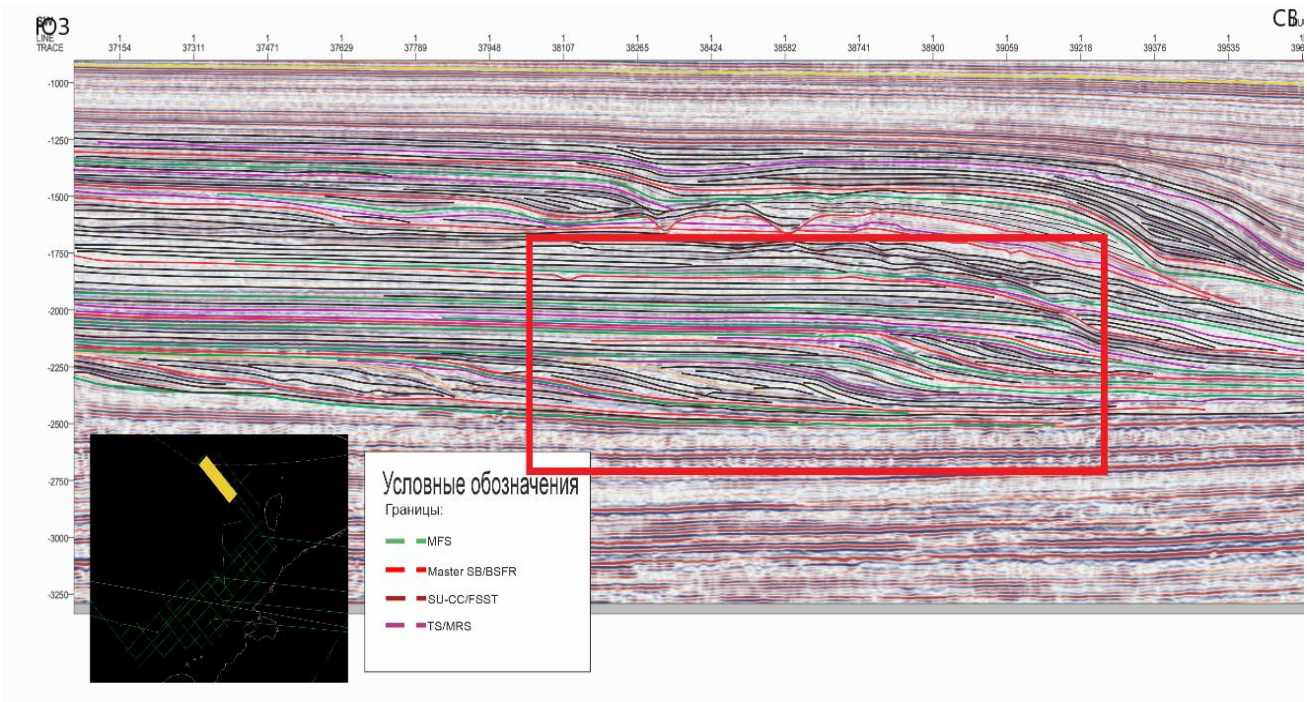


Рис. 3. Региональный профиль через Новосибирский прогиб с выделенными системными трактами. Красным выделена зона дальнейшего анализа.

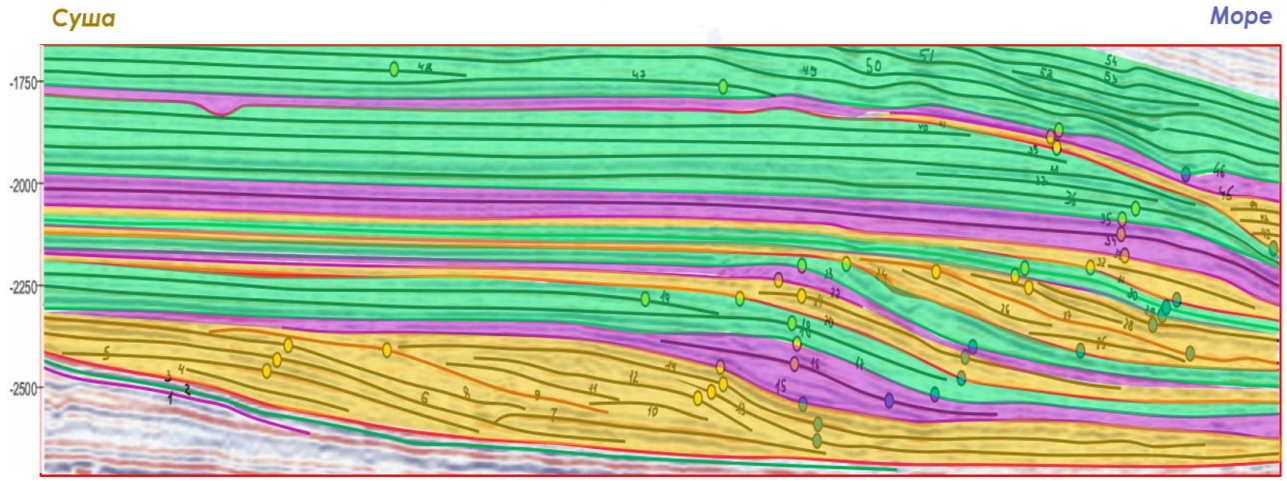


Рис. 4. Интерпретация с выделением бровок (желтый цвет) и склоновых частей (синий цвет), тракты стояния уровня моря: желтый – LST, фиолетовый – TST, зеленый – HST.

В работе был закартирован клиноформный комплекс по анализу сейсмопрофилей. Прослеживается проградация основного сноса материала с Ю-ЮЗ на С-СВ и с З-СЗ на В-ЮВ, и проградация боковая с ориентацией З-В. Было выявлено, что основной снос терригенного материала происходил с близлежащих приподнятых зон в сторону прогиба, а именно в основном с Врангелевского, Шелагского поднятий. Перспективными природными резервуарами выделены фановые отложения клиноформенного комплекса нескольких секвенций. Аналогично месторождениям Западной Сибири и месторождениям шельфа моря Боффорта-Маккензи.

Благодарности. Научному руководителю – Сусловой Анне Анатольевне, преподавателям кафедры геологии и геохимии горючих ископаемых: Ступаковой Антонине Васильевне, Мордасовой Алине Владимировне, Фролову Сергею Владимировичу, Сауткину Роману Сергеевичу и Красновой Елизавете Андреевне; сотруднику всероссийского научно-исследовательского геологического института им. А.П. Карпинского: Толмачевой Татьяне

Юрьевне; сотрудникам компании СЖЖ ВОСТОК: Медведеву Алексею Львовичу и Баркову Александру Юрьевичу за помощь в написании данной работы.

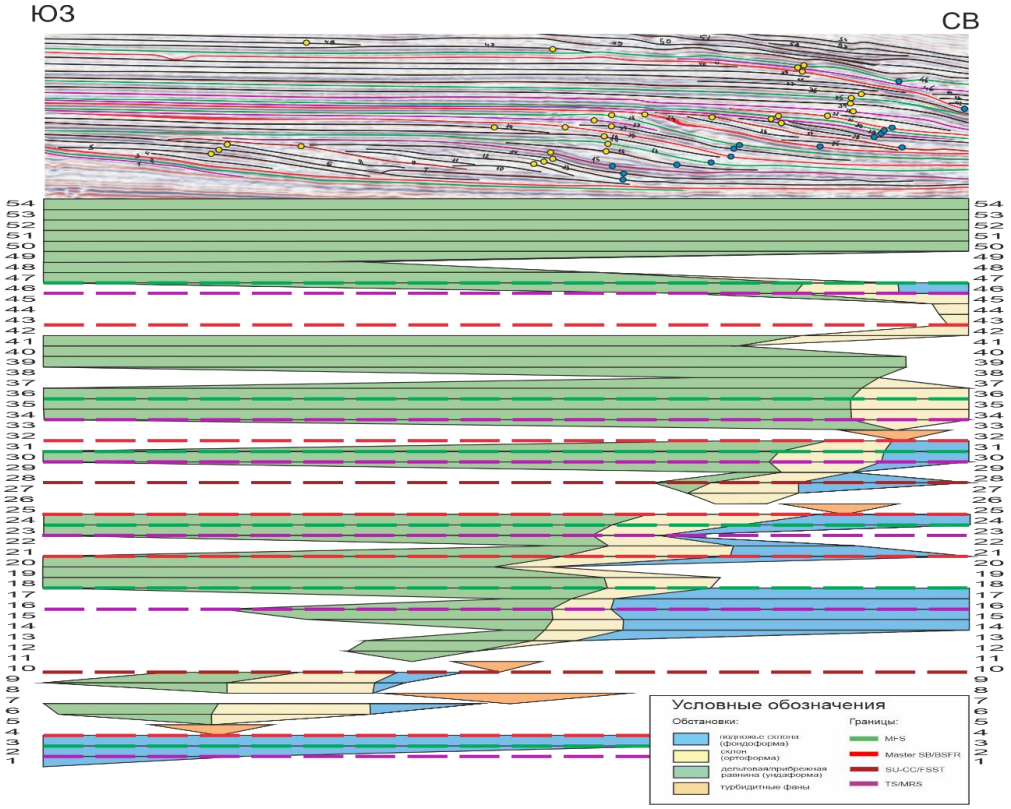


Рис. 5. Диаграмма Виллера для палеогеновых отложений северо-восточной части Восточно-Сибирского моря.

Список литературы

1. Hunt, D., Tucker, M.E., 1992. Stranded parasequences and the forced regressive wedge systems tract: deposition during base-level fall. Sedimentary Geology 81, 1–9.
2. Posamentier, H.W., Allen, G.P., 1999. Siliciclastic sequence stratigraphy: concepts and applications. Concepts in Sedimentology and Paleontology, vol. 7. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists (SEPM). 210 pp.
3. Ким Б.И., Евдокимова Н.К., Харитонова Л.Я. Структура, нефтегазовый потенциал и нефтегеологическое районирование восточно-арктического шельфа России Геология нефти и газа – 2016. – №1, С. 2-15
4. Ступакова А. В., Суслова А. А., Сауткин Р. С., Большакова М. А., Санникова И. А., Агашева М. А., Катков Д. А., Пушкарёва Д. А., Карпов Ю. А. Перспективы открытия новых месторождений в пределах арктического шельфа // Вести газовой науки. 2016. №4 (28).

Реконструкция полей напряжений и оценка гидравлической активности микроструктур Туюканского рудного узла (Иркутская область, Мамско-Чуйский район)

Кочкин И.А., Устинов С.А., Свечеревский А.Д., Петров В.А.

Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, iakochkin@yandex.ru

Введение. Миграция рудоносных флюидов в кристаллических породах контролируется сетью микротрещин, формирующихся под действием полей напряжений-деформаций (ПНД). Реконструкция параметров ПНД и их влияния на трещинную проницаемость является ключевой задачей при прогнозе рудоконтролирующих структур. В настоящей работе на основе специальной методики микроструктурного анализа (Устинов, Петров, 2018) выполнено сопоставление параметров ПНД, реконструированных по микротрещинам вмещающих пород Туюканского урановорудного узла, с региональными данными (Устинов и др., 2025) и оценена гидравлическая активность выделенных систем микроструктур для каждого этапа тектогенеза.

Геологическое положение. Туюканский рудный узел (ТРУ) расположен в Мамско-Чуйском районе Иркутской области в пределах Тонодского поднятия, которое представляет собой краевой выступ дорифейского фундамента в структуре Байкало-Патомской перикратонной взбросо-надвиговой системы Саяно-Байкальской складчатой области (Митрофанова и др., 2012). В геологическом строении юго-западной части поднятия, где сосредоточено урановое оруденение, принимают участие два структурных этажа, разделенных предрифейским структурно-стратиграфическим несогласием. Нижний (PR_1) представлен образованиями кевактинской серии, включающей углеродистые сланцы михайловской (KR_{1mh}) и метапесчаники албазинской (KR_{1al}) свит, которые прорваны позднекарельскими гранитоидами чуйско-нечерского комплекса ($_{\gamma}KR_{2čn}$), слагающими Кевактинский массив. Возраст гранитов данного комплекса составляет 1850–1840 млн. лет. Верхний этаж (PR_2) сложен отложениями пурпольской (RF_{1pp}) и медвежевской (RF_{2md}) свит, залегающими с размывом на коре выветривания фундамента и маркирующими поверхность предрифейского несогласия.

Рудоконтролирующее значение имеют субширотные тектонические нарушения, субпараллельные границе выхода отложений нижнерифейского чехла. Главная рудная залежь месторождения Туюкан приурочена к зоне катаклаза и рассланцевания в древнем Право-Туюканском разломе субширотного простирания, входящем в зону Южно-Тонодского регионального разлома, мощность которого составляет 0,7-1,0 км, протяженность – около 10 км. Помимо Право-Туюканского разлома, на участке развиты пологие и крутопадающие субмеридиональные и северо-восточные разрывные нарушения (Царук, 2005). Характерной особенностью узла является широкое развитие продуктов разновозрастных гидротермально-метасоматических процессов, тяготеющих, в основном, к субширотным зонам разломов и узлам их пересечения с поперечными структурами (Машковцев и др., 2010).

Породы ТРУ представлены различными типами тектонитов (милониты, бластокатаклазиты, катаклазиты), что свидетельствует о полифазной деформационной истории и создает благоприятные условия для применения микроструктурного анализа с целью реконструкции параметров ПНД на разных этапах тектогенеза, а также для оценки их влияния на эволюцию трещинной проницаемости рудовмещающих пород.

Методика. Для реализации методики микроструктурного анализа в пределах ТРУ в 2022-2023 гг. произведен отбор ориентированных образцов всех разновидностей вмещающих пород, из которых изготовлены прозрачно-полированные ориентированные шлифы. Микроструктурное картирование включало получение фотопанорам высокого разрешения, линейную направленную фильтрацию изображений (Enoh и др., 2021), автоматизированное выделение микротрещин с использованием модуля LINE программного обеспечения (ПО) PCI Geomatica и последующую экспертную верификацию с исключением объектов, не относящихся к микротрещинам (границы зерен, линии спайности, артефакты).

Для реконструкции параметров ПНД на микроуровне использовалась тектонофизическая модель формирования парагенезиса структур в сдвиговой зоне (Hancock, 1985). Данная модель, обобщающая геометрические и кинематические закономерности развития оперяющих трещин в условиях простого сдвига, лежит в основе ПО «Lineament Stress Calculator» (Свечеревский и др., 2025), которое также применялось в настоящем исследовании.

Коэффициент тенденции к сдвигу (μ) отражает отношение сдвиговых напряжений к нормальным на поверхности трещины (Jaeger and Cook, 1979) и позволяет оценить, какие сегменты микроструктур в условиях реконструированного поля напряжений наиболее предрасположены к сдвиговым деформациям и, следовательно, к раскрытию. Значения $\mu \sim 0{,}6$ соответствуют критическому состоянию, при котором микротрещины теряют устойчивость и становятся гидравлически активными.

Результаты. По результатам региональных исследований (Устинов и др., 2025) в пределах западной части Байкало-Патомского пояса установлены три этапа тектогенеза. Первый (аккреционно-коллизионный, неопротерозой) характеризуется субширотной ориентировкой оси максимального сжатия (σ_1 ~ 90-100°) и проявлен на всех масштабных уровнях. Второй (раннепалеозойская активизация) и третий (инверсия ПНД) этапы выделены только на локальном уровне и отличаются северо-восточной (σ_1 ~ 40-50°) и северо-западной (σ_1 ~ 310-320°) ориентировками σ_1 соответственно.

Сопоставление выделенных на микроуровне этапов деформаций с региональными реконструкциями (Устинов и др., 2025) показывает их прямую корреляцию. Главный этап, который наблюдается в большинстве изученных образцов, характеризуется субширотной ориентировкой (90-100°) оси максимального сжатия, при этом ось максимального растяжения имеет субмеридиональное простирание (0-10°). Данная ситуация, наиболее вероятно, отвечает этапу аккреции террейнов Байкальской складчатой области к Сибирскому кратону отмечаемому на региональном уровнем. На данном этапе наибольшей гидравлической активностью характеризовалась северо-восточная система микроструктур.

Помимо главного этапа тектогенеза, установлены признаки последующей активизации, выразившейся в развитии субширотных трещин отрыва, заложившихся в ходе аккреционно-коллизионных процессов позднего докембрия. В дальнейшем по этим нарушениям проявились сдвиговые деформации, характеризующиеся левосторонней кинематикой, соответствующие полю напряжений с северо-восточной (40-50°) ориентировкой оси максимального сжатия и северо-западной (310-320°) оси максимального растяжения. Полученные параметры согласуются с проведенными ранее региональными реконструкциями (Устинов и др., 2025), что также подтверждает унаследованный характер деформаций и позволяет связать данный этап с постколлизионными процессами раннепалеозойской тектономагматической активизации региона. Расчет тенденции к сдвигу показал, что максимальной проницаемостью на данном этапе обладали преимущественно субширотные микроструктуры.

Заключение. На основе проведенных микроструктурных исследований вмещающих пород ТРУ установлены два этапа тектогенеза, коррелирующих с региональными реконструкциями (Устинов и др., 2025). С применением коэффициента тенденции к сдвигу (μ) выявлена смена доминирующих флюидопроводящих систем: на главном этапе гидравлически активной являлась северо-восточная система микроструктур, на постколлизионном – субширотная. Полученные результаты свидетельствуют об унаследованности деформаций на разных масштабных уровнях и могут быть использованы при прогнозе зон повышенной трещинной проницаемости в пределах ТРУ.

Финансирование. Работа выполнена в рамках государственного задания ИГЕМ РАН.

Список литературы

1. Машковцев Г.А., Константинов А.К., Мигута А.К., Шумилин М.В., Щеточкин В.Н. Уран российских недр. М.: ВИМС, 2010. 850 с.
2. Митрофанова Н.Н., Болдырев В.И., Коробейников Н.К., Митрофанов Г.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:1 000 000 (третье поколение). Серия Алдано-Забайкальская. Лист О-49 – Киренск. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ, 2012. 607 с.
3. Свечеревский А.Д., Устинов С.А., Лапаев Д.С., Петров В.А. Реконструкция параметров сдвиговых напряжений при формировании разноранговых разломов западного Прибайкалья на основе тектонофизической интерпретации линеаментов // Физика Земли. 2025. № 2. С. 95–113.
4. Устинов С.А., Петров В.А. Теоретические основы и возможности применения специальной методики микроструктурного анализа // Успехи современного естествознания. 2018. № 10. С. 125–131.
5. Устинов С.А., Петров В.А., Андреев А.А., Свечеревский А.Д., Кочкин И.А., Шухов В.В. Интерпретация линеаментов в пределах западной части Байкало-Патомского пояса с применением мультимасштабного тектонофизического подхода в контексте прогноза рудообразующих систем // Георесурсы. 2025. Т. 27. № 4. С. 83–106.

6. Царук И.И. Ураноносность зоны предрифейского структурно-стратиграфического несогласия на юге Сибирской платформы // Материалы по геологии месторождений урана, редких и редкоземельных металлов. Вып. 154. М.: ВИМС, 2005. С. 88–105.
7. Enoh M.A., Okeke F.I., Okeke U.C. Automatic lineaments mapping and extraction in relationship to natural hydrocarbon seepage in Ugwueme, South-Eastern Nigeria // Geod. Cartogr. 2021. V. 47. P. 34–44. https://doi.org/10.3846/gac.2021.12099
8. Hancock P.L. Brittle microtectonics: principles and practice // J. of Struct. Geol. 1985. V. 7. № 3/4. P. 437–457.
9. Jaeger J.C., Cook N.G.W. Fundamentals of Rock Mechanics. 3rd ed. London: Chapman and Hall. 1979. 593 p.

Магматические комплексы как источник вещества для редкоземельного оруденения ионно-адсорбционного типа на территории Южного Урала

Краденов П.К., Леонтьев В.И.

Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, г. Санкт-Петербург, Pavel_Kradenov@karpinskyinstitute.ru

Введение. Ионно-адсорбционный тип месторождений редкоземельных металлов (ion-adsorption REE deposits, так же известные как regolith-hosted REE deposits) главный источник тяжелых редкоземельных элементов (HREE) и иттрия в мире. Экономические примеры месторождений расположены исключительно на юге Китая и в Мьянме и приурочены к полям развития гранитных пород. Эти месторождения получили название «ионно-адсорбционных», поскольку коры выветривания гранитоидов содержат порядка 50% REY (REE+Y) в ионообменном виде.

После открытия в 1969 году в провинции Цзянси месторождения Лонгнан на юге Китая было открыто более чем 200 месторождений REE ионно-абсорбционного типа. Позже объекты подобного типа были установлены и за пределами Китая – на Мадагаскаре, в Юго-Восточной Азии, Африке, Северной и Южной Америке.

Ионно-адсорбционные руды не требуют дробления, измельчения и других видов обогащения, а REE легко извлекаются путем ионного обмена с использованием разбавленного электролита (к примеру раствора сульфата аммония) при комнатной температуре. Такой металлургический процесс позволяет экономически эффективно разрабатывать руды с низкими содержаниями. В отличие от других типов месторождений REE, руды обычно имеют низкие содержания U и Th.

О ресурсах и запасах ионно-адсорбционных месторождений Китая доступны ограниченные данные. Объекты меньше, чем REE месторождения, ассоциированные с карбонатитами или ультращелочными породами, поскольку рудные тела приурочены к приповерхностным продуктам гипергенеза. Запасы ионно-адсорбционных месторождений классифицируются на крупные (> 0.5 млн.т.), средние (0.05-0.5 млн.т.) и мелкие (<0.05 млн.т.). В Южном Китае установлено всего несколько крупных REE месторождений, однако число мелких и средних достигает двух сотен. Мощность коры выветривания в среднем составляет 6-10 метров, однако локально может достигать 30 и редко 60 метров. Рудоносные коры развиваются в основном по известково-щелочным гранитоидам и менее по щелочным гранитам, фельзическим вулканическим породам и метаморфическим породам, включающим филлиты. Месторождения содержат более 50% ионообменных REY, которые преимущественно адсорбированы на поверхность глинистых минералов, таких как каолинит и галуазит. Содержания REY в невыветрелых гранитоидах составляет от 110 до 590 ppm. Содержание REY в ионно-адсорбционных рудах изменяется от 140 до 6500 ppm (обычно ~800), причем многие месторождения значительно обогащены HREE (Kenzo Sanematsu, 2016).

Граниты, выветривание которых привело к формированию месторождений, являются продуктами субдукционного или внутриплитного магматизма. Эти исходные гранитоиды представляют собой биотитовые и/или мусковитсодержащие граниты и характеризуются содержанием SiO_2 > 70%, P_2O_5 < 0,08% и составом от металюминиевых до слабопералюминиевых

(ASI < 1,1). Высокодифференцированные (SiO_2 > ~75%) мусковитовые граниты значительно обогащены REE по сравнению с биотитовыми гранитами и, в частности, характеризуются наличием флюорита и гидротермальных минералов, содержащих REE, в частности фторокарбонатов REE, которые образовались в результате гидротермальных изменений. Магматический алланит и титанит либо изменяются с образованием гидротермальных минералов, содержащих РЗЭ, либо почти полностью разрушаются во время выветривания (Kenzo Sanematsu, 2016).

Выветриваемые минералы, содержащие REE, включая фторкарбонаты, алланит и титанит, являются исходными минералами для ионно-адсорбционных руд. Присутствие легковыветриваемых минералов HREE в гранитах, вероятно, является основным фактором, определяющим наличие залежей богатых HREE руд, хотя химический состав поверхностных вод и выветриваемых пород также может влиять на фракционирование REE в ходе корообразования. Монацит, циркон и ксенотим также присутствуют в гранитах, но поскольку они более устойчивы к химическому выветриванию, они, как правило, не являются источником REE (Zhiwei Bao, 2008).

Минералы, содержащие REE, разлагаются кислыми поверхностными водами на верхних уровнях профиля выветривания, и ионы REE^{3+} перемещаются вниз по профилю. REE переносятся в комплексе с гуминовыми веществами, карбонатными и бикарбонатными ионами или в виде ионов REE^{3+} при почти нейтральном pH от 5 до 9. Ионы REE^{3+} осаждаются из раствора путем адсорбции на вторичных минералах или встраиваются в них. Удаление из водной фазы происходит из-за повышения pH, которое является результатом либо взаимодействия воды с породой, либо смешивания с грунтовыми водами с более высоким pH. REE обычно адсорбируются на поверхностях каолинита и галлуазита из-за их обилия в коре выветривания и точек нулевого заряда. Кроме того, некоторые REE иммобилизованы во вторичных минералах, состоящих в основном из фосфатов, содержащих РЗЭ (например, рабдофан и флоренцит). В отличие от других РЗЭ, которые перемещаются вниз по профилю выветривания, Ce менее подвижен и включается в оксиды Mn и церианит (CeO_2) в качестве Ce^{4+} в приповерхностных окислительных условиях. В результате профиль выветривания месторождений может быть разделен на зону выщелачивания РЗЭ в верхней части профиля с положительной аномалией Ce и зону накопления РЗЭ с ионно-адсорбционными рудами в нижней части профиля, которая характеризуется отрицательной аномалией Ce (Рис. 1) (Kenzo Sanematsu, 2016).

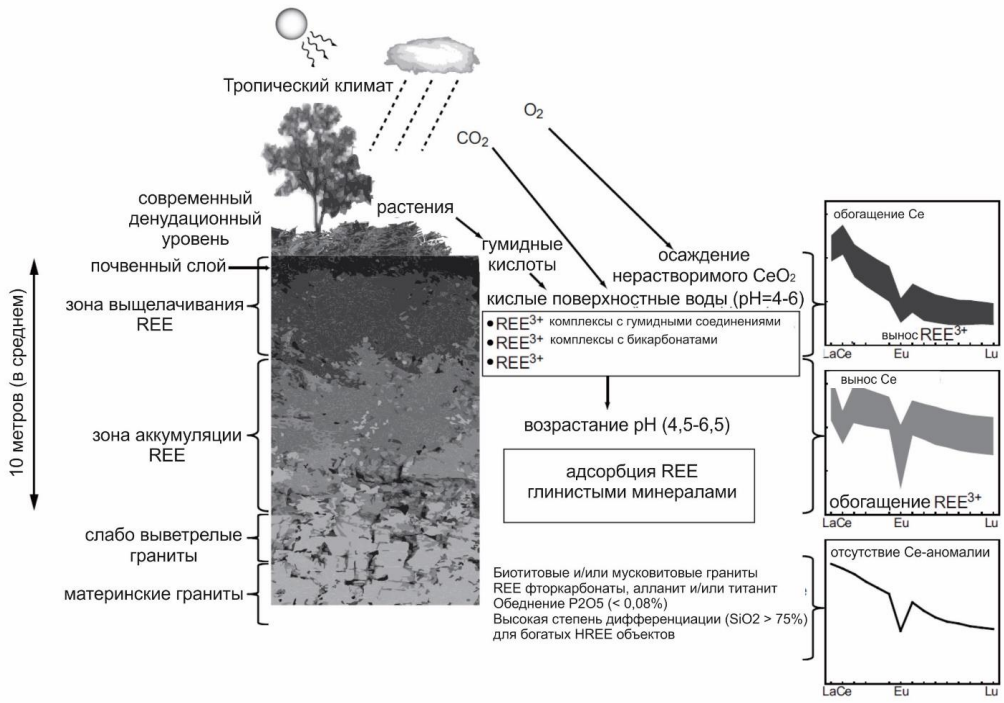


Рис. 1. Геолого-генетическая модель REE оруденения ионно-адсорбционного типа. Источник: (Kenzo Sanematsu, 2016)

Месторождения ионно-адсорбционных глин являются типичными месторождениями кор выветривания, а их известные представители территориально расположены в областях экваториального и субэкваториального климата и приурочены к современным гипергенным образованиям. Для России нехарактерно развитие масштабных современных кор выветривания, однако на территории страны развиты обширные площади древних кор, сформированных в благоприятных климатических условиях и сохранившихся до наших дней. К этим образованиям приурочены месторождения каолина, бокситов, железных руд и никеля и др. Основные перспективы выявления REE месторождений ионно-адсорбционного типа в России связываются нами с областями развития древних кор выветривания в пределах складчатых областей, характеризуемых обширным проявлением кислого магматизма, в особенности, подходящего под параметры гранитоидов эталонных месторождений таких как: Лонган, Хелинг, Гуандун (Китай). В первую очередь интерес представляет территория Среднего и Южного Урала.

В пределах Центрального и Южного Урала коры выветривания имеют мезозойский и палеогеновый возраст. В неоген-четвертичное время происходило лишь физическое выветривание. Их развитие и степень сохранности находятся в прямой зависимости от геоморфологической позиции. Мезозойский элювий широко развит в зоне пенеплена восточного склона Урала и в Зауралье, в западной части пенеплена и в зоне кряжа он эродирован и сохранился лишь локально в основном в пределах мезозойских эрозионно-структурных депрессий. Палеогеновые коры выветривания фиксируются на локальных участках, в основном на западе зоны пенеплена.

Геологосъемочными и поисковыми работами, проведенными на территории Среднего и Южного Урала, был выявлен ряд рудопроявлений редкоземельной минерализации в корах выветривания метаморфических, осадочно-вулканогенных, гранитоидных и щелочно-карбонатитовых пород из различных структурно-формационных зон Урала (Брылин, 1989, Шахов и др., 1996, Шахов и др., 2000). Территория Южного и Среднего Урала характеризуется широким развитием остаточных каолиновых кор выветривания, что в купе с присутствием породных комплексов – потенциальных источников ионов REE, определяет широкие перспективы выявления промышленных месторождений редкоземельных металлов средне-тяжелой группы ионно-адсорбционного типа. Присутствие подобной минерализации подтверждено поисковыми и тематическими работами, проведенными в конце прошлого века. В ходе работ выявлено более 10 перспективных участков с общими прогнозными ресурсами REE и Y, превышающими 500 тыс. тонн (Савельева, 1994).

На территории Центрального и Южного Урала широко развиты магматические комплексы различного состава. В рамках работ по мониторингу Государственной геологической карты была проведена ревизия и заверка выявленных предшественниками проявлений REE оруденения ионно-адсорбционного типа и их материнских пород на территории Южного Урала. Аналогами гранитоидов Южного Китая по минералогическому и геохимическому составу были определены следующие магматические комплексы: Ерёмкинский магматический комплекс гранит-монцолейкогранитового состава на территории Светлинской площади, Пластовский магматический комплекс тоналит-плагиогранитового состава на территории Андрее-Юльевской площади, Малочекинский комплекс монцонит-щелочносиенит-щелочногранитового состава на территории Чекинской площади, а также Мосовский комплекс кварцевых монцонитов, граносиенитов и умеренно-щелочных гранитов. По результатам лабораторно-аналитических исследований, большая часть образцов горных пород данных комплексов показали содержания суммы РЗМ от 100 до 400 ppm, а в каолиновых корах выветривания по ним содержания достигают в отдельных пробах 3325 ppm и в среднем составляют 1000 ppm, что соответствует богатым и рядовым рудам ионно-адсорбционного типа.

По своим петрографо-геохимическим характеристикам потенциально перспективными источниками редкоземельного оруденения ионно-адсорбционного типа является группа

магматических комплексов, большая часть из которых имеет каменноугольный возраст. К этой группе относятся: Балабукский гипабиссальный монцодиорит-сиенит-лейкогранитовый, Барамбаевский, Вознесенский и Михеевский габбро-диорит-плагиогранитовые, Каменецкий диорит-граносиенит-гранитовый комплексы, а также Кассельский комплекс монцогаббро, монцодиоритов и умереннощелочных гранитов. В этот же перечень входят Кумакский и Мариинский диорит-плагиогранитовые, Неплюевский диорит-гранодиорит-гранитовый комплексы и Уфалейский гранодиорит-гранитовый комплекс нижнего отдела. Каменноугольный возраст имеют также Ахуново-Карагайский плутонический лейкогранит-гранитовый, Варшавский гранит-гранитогнейсовый, Полетаевский гранодиорит-гранитовый (средний отдел) и Балканский монцодиорит-граносиенит-гранитовый (верхний отдел) комплексы.

Помимо каменноугольных, промышленный интерес представляют комплексы девонского (Джабыгасайский и Кособродский габбро-тоналит-плагиогранитовые, Коскольский габбро-диорит-плагиогранитовый, Краснинский средне-позднедевонский габбро-диорит-гранодиорит-гранитовый, Среднеушкотинский гранодиорит-гранитовый, Урускискенский монцодиорит-граносиенит-гранитовый), пермского (Айкенский, Джабыкско-Санарский, Ольховский, Кременкульский и Сабанайский гранит-лейкогранитовые, Красногвардейский и Шалкарский гранитовые, Петуховский, Степнинский и Увильдинско-Кисегачский монцодиорит-граносиенит-гранитовые, Кабанский гранит-пегматитовый) и триасового (Калымбаевский лампроит-лампрофировый дайковый) периодов.

Выделение данных комплексов базировалось на методе геологической аналогии с эталонными комплексами месторождений-аналогов Южно-Китайской металлогенической провинции и перспективными объектами Южного Урала.

Заключение. Месторождения REE ионно-адсорбционного типа являются для России достаточно специфическими объектами и долгое время не рассматривались в качестве потенциальных промышленных источников редкоземельного сырья, в частности из-за их не широкого распространения в мире и достаточно скудной информации по их геологии и строению, имеющейся в открытом доступе на конец прошлого века. Поэтому систематических исследований металлогении подобных объектов практически не проводилось. Исследования имели спорадический характер, либо были выполнены в небольших объемах и ограниченными средствами. Накопленный к началу 90х годов прошлого века фактический материал позволил сформулировать и обосновать перспективы ионно-адсорбционного типа минерализации для территории Южного и Среднего Урала, однако повсеместное сокращение финансирования геологоразведочных работ не позволило развить данную тематику и довести работы до практических результатов. В связи с высоким минерагеническим потенциалом, мировой политической и экономической конъюнктурой, территория Южного Урала может стать новым потенциальным высокоперспективным центром добычи РЗМ.

Список литературы

1. Брылин М.Д. Отчет Миасской ГРП о поисковых работах на редкие земли (черчит) на Алтынташском участке в Чебаркульском районе за 1986 – 1990 годы. Челябинск 1989г., Челябнская ГРЭ, 1989.
2. Савельева К.П. Изучение вещественного состава и условий распределения редкоземельных элементов в корах выветривания Южного и Среднего Урала. Екатеринбург 1994г., УГСЭ, 1994.
3. Шахов Н.М., Левин В.Я. Отчет о результатах поисковых работ на редкие земли на Тенякском участке за 1993-1996 гг. Екатеринбург 1996г., ОАО УГСЭ, 1996.
4. Шахов Н.М. и др. Поисковые работы на Верхнемакаровском участке. Екатеринбург 2000г., ОАО УГСЭ, 2000.
5. Kenzo Sanematsu, Yasushi Watanabe. Characteristics and Genesis of Ion Adsorption-Type Rare Earth Element Deposits // Economic Geology. 2016. V. 18. P. 55–79.
6. Zhiwei Bao, Zhenhua Zhao. Geochemistry of mineralization with exchangeable REY in the weathering crusts of granitic rocks in South China // Ore Geology Reviews. 2008. V. 33. P. 519-535.

Литологическая неоднородность высокометаморфизованных комплексов полуострова Стурнес по результатам комплексной интерпретации геолого-геофизического профиля (Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида)

Крикун Н.С.[1], Ушаков Д.Е.[2], Бабенко И.А.[1], Таловина И.В.[1]

[1] *Санкт-Петербургский горный университет императрицы Екатерины II, Санкт-Петербург, Россия*
nskrikun@gmai.com
[2] *ГК «Геоскан»*

Введение. Холмы Ларсеманн – один из крупных прибрежных выходов докембрийского фундамента Земли Принцессы Елизаветы (Восточная Антарктида). Их геологическое строение отражает несколько этапов деформации, высокотемпературного метаморфизма и мигматизации (Chatterjee et al., 2026). В сочетании с интенсивным выветриванием и неполной обнаженностью это существенно осложняет крупномасштабное геологическое картирование. Наибольший интерес представляет полуостров Стурнес, расположенный в западной части оазиса и известный уникальной минерализацией боросиликатов и фосфатов гранулитовой фации. На территории полуострова были впервые найдены и описаны три минеральных вида были впервые (Carson et al., 2007; Grew et al., 2012). Реконструкция условий формирования этих ассоциаций требует детального понимания геологического строения Стурнеса и структурных взаимоотношений слагающих его пород. Однако проведение геологических границ здесь далеко не всегда однозначно. Узкие линейные и линзовидные тела метаосадочных пород, ортогнейсов и пегматитов (Zong et al., 2023; Babenko et al., 2025) имеют сопоставимые мощности, неоднократно деформированы, часто залегают субсогласно и местами скрыты под снежниками и рыхлыми четвертичными отложениями. Поэтому данных отдельных маршрутных пересечений недостаточно для уверенного прослеживания контактов между обнажениями. В настоящей работе для решения этой задачи совместно использованы результаты полевых геологических наблюдений, наземной магнитометрии, радиометрии и гамма-спектрометрии, дополненные материалами БПЛА-аэрофотосъемки.

Материалы и методы. Набюдения проведены вдоль опорного профиля, расположенного в северо-восточной части полуострова Стурнес, в ходе сезонных работ 71-й Российской антарктической экспедиции. Линейная протяженность профиля составляет 1,92 км, тогда как фактическая траектория магнитной съемки с учетом подходов к обнажениям и детализации отдельных участков достигает 2,40 км. Полевые геологические исследования включали описание состава и структурно-текстурных особенностей пород, мощности и характера контактов геологических тел, фиксацию складчатых и разрывных структур, зон дробления и ожелезнения; опробование выполнено в 32 точках. Наземная магнитная съемка проводилась магнитометром MiniMag с шагом наблюдений около 2 м и регистрацией суточных вариаций магнитного поля. Непрерывная радиометрическая съемка включала 904 измерения мощности дозы, а в 35 пунктах выполнены 600-секундные гамма-спектрометрические измерения содержаний K, U и Th прибором МКСП-01. Вдоль профиля проведена БПЛА-аэрофотосъемка с использованием DJI Air 2S с последующей фотограмметрической обработкой материалов, построением ортофотопланов и цифровой модели местности. Интеграция и анализ полученных данных выполнялись в QGIS. Основу интерпретации составляло последовательное сопоставление независимых источников информации: положение литологических и структурных неоднородностей определялось по согласованности полевых наблюдений, особенностей магнитного и радиоактивного полей, геоморфологических признаков.

Результаты. Наиболее сложное геологическое строение установлено в центральной части профиля, между точками TH78-TH82. Здесь на коротком интервале неоднократно сменяют друг друга орто(?)гнейсы субформации Уайт Хилл, метапелиты Стюве, парагнейсы субформации Стурнес, кварциты субформаций Тамблдаун и Тасси-Тарн и пегматиты

субформации Румдудл. Наименования геологических подразделений приведены согласно карте C.J. Carson и E.S. Grew [2007]. Мощность отдельных тел варьирует от десятков сантиметров до первых метров. Большинство контактов ориентировано согласно полосчатости пород, а складчатость приводит к повторению одних и тех же литологических разностей вдоль профиля.

Наиболее интенсивные положительные магнитные аномалии пространственно совпадают с выходами метапелитов Стюве, силлиманит-магнетит-кордиеритовых гнейсов и зонами интенсивного ожелезнения. Общий характер магнитного поля соответствует наблюдаемой смене пород, хотя эта связь проявляется не во всех случаях. В частности, отдельные маломощные кварцитовые тела практически не выражены в магнитном поле. В то же время концентрация магнитных минералов в ожелезненных и трещиноватых участках может сопровождаться локальными магнитными максимумами в рамках одного геологического подразделения.

По данным гамма-спектрометрии содержание K изменяется от 1,16 до 7,18 %, U – от 0,16 до 5,29 г/т, Th – от 4,6 до 87,6 г/т. Повышенные содержания K и значения мощности дозы преимущественно приурочены к кварц-полевошпатовым пегматитам и лейкогнейсам. Ортофотопланы позволили проследить отдельные литологические границы между разобщенными выходами пород по устойчивым различиям фототона и текстуры поверхности. Одновременно в рельефе выделены признаки предполагаемых разрывных нарушений: линейные депрессии и уступы, спрямленные участки склонов, изменения ориентировки гнейсовидности и систем трещиноватости. Совпадение этих элементов с градиентными зонами магнитного поля использовалось как дополнительный признак при прослеживании разрывных нарушений.

Обсуждение. В строении профиля прослеживается несколько уровней неоднородности. На его масштабе фиксируется смена метаосадочных подразделений ортогнейсами формации Бланделл, на интервале TH78-TH82 сосредоточено чередование различных литологических разностей, а на метровом уровне выделяются отдельные кварцитовые, метапелитовые, пегматитовые тела и зоны ожелезнения. Такая конфигурация показывает, что интерпретация каждого локального геофизического экстремума как самостоятельного геологического тела привела бы к искусственному усложнению геологической модели. Магнитные аномалии наиболее отчетливо проявлены в пределах магнетитсодержащих и, вероятно, пирротинсодержащих разновидностей пород, тогда как повышенные содержания K чаще приурочены к пегматитам и лейкогнейсам. На участках, где контакты непосредственно не обнажены, их положение уточнялось по ортофотопланам. Таким образом, отдельные методы характеризуют разные свойства геологических тел и дополняют друг друга. При картировании диагностическое значение приобретает не отдельная геофизическая аномалия, а сочетание геологических, геофизических и дистанционных признаков, позволяющее прослеживать картируемые подразделения за пределами непосредственных полевых наблюдений.

Заключение. Совместная интерпретация полевых геологических, магнитометрических, радиометрических и дистанционных данных позволила построить комплексную модель строения опорного профиля без привлечения лабораторно-аналитических данных на этапе картирования. Наиболее уверенно прослеживаются границы, положение которых подтверждается несколькими независимыми признаками. Наблюдаемые локальные расхождения между отдельными источниками данных могут быть связаны с неоднородностью состава пород, их малой мощностью или вторичными изменениями. Установленные на опорном профиле магнитные, радиометрические, структурные и дистанционные признаки основных картируемых подразделений были использованы при интерпретации остальной площади Холмов Ларсеманн и прослеживании геологических границ за пределами изученного участка. Полученный опыт может быть использован при крупномасштабном картировании других слабообнаженных высокометаморфизованных докембрийских комплексов.

Благодарности. Работа выполнена в рамках Государственного задания Министерства науки и высшего образования Российской Федерации FSRW-2024-0003. Авторы благодарят сотрудников научной геологической партии «Антарктида» (Горный университет), и сотрудников Российской антарктической экспедиции, в особенности Хакимова Р.Р. и Мамадалиева Д.А., за логистическое обеспечение полевых работ.

Список литературы

1. Бабенко И.А., Таловина И.В., Ушаков Д.Е., Крикун Н.С. Пегматиты оазиса Холмы Ларсеманн, Восточная Антарктида: новые полевые геологические и геофизические данные // Записки Горного института. 2025. Т. 273. С. 65–79.
2. Carson C.J., Grew E.S. Geology of the Larsemann Hills, Antarctica. 1:25 000 scale map. Canberra: Geoscience Australia, 2007.
3. Chatterjee S., Dev J.A., Debnath A., Ghosh A., Dey S., Mukherjee A., Arora D., Tomson J.K., Guimarães F., Pant N.C., Gupta S. Mid-Neoproterozoic extensional tectonics in the Larsemann Hills, East Antarctica: Implications for Indo-Antarctic correlation in Rodinia // Lithos. 2026. V. 522–523. 108358.
4. Grew E.S., Carson C.J., Christy A.G., Maas R., Yaxley G.M., Boger S.D., Fanning C.M. New constraints from U–Pb, Lu–Hf and Sm–Nd isotopic data on the timing of sedimentation and felsic magmatism in the Larsemann Hills, Prydz Bay, East Antarctica // Precambrian Research. 2012. V. 206–207. P. 87–108.
5. Zong S., Ren L., Wu M., Xu H., Zhu S. Whole-rock geochemistry, zircon U–Pb geochronology and Lu–Hf isotopic constraints on metasedimentary rocks (paragneisses) in Stornes Peninsula, Larsemann Hills, East Antarctica // International Geology Review. 2023. V. 65. P. 317–333.

Оценка распространенности метаморфических пород на основе анализа существующих схем метаморфических фаций

Кузнецов Е.А.[1], Зимина Е.А.[1], Балтыбаев Ш.К.[1,2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, egor.kuz05@bk.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

Метаморфические породы широко распространены на Земле и формируются на всем протяжении ее геологической эволюции. Для непосредственных наблюдений обычно доступны метаморфические породы корового уровня глубинности, но даже для них затруднительно установить количественные соотношения пород разной фациальной принадлежности. Это связано с их крайне неоднородным выходом на современный эрозионный срез, а также их неравномерным перекрытием осадочным чехлом. Для оценки количественных соотношений разнофациальных пород мы предлагаем ориентироваться на PT-диапазоны конкретных фаций на существующих схемах фаций метаморфизма, т.е. предлагаемый подход заключается в сравнении PT-площадей разных фаций, что в первом приближении должно отражать термические и барические режимы в земной коре.

Основой для сравнения разных схем фаций метаморфизма мы приняли фациальную схему по Б. Ярдли (Ярдли и др., 1990) (рис. 1). Эта схема простая для понимания, содержит основные метаморфические фации. Поскольку фации в ней является наиболее общими, то есть возможность сопоставить ее подразделения с более специфическими фациями (минеральными составами), которые выделят другие исследователи в своих схемах.

Таким образом, мы использовали в качестве шаблона зоны метаморфических фаций по Б. Ярдли: были оконтурены площади фаций соответственно границам области их распространения. Площади отдельных фаций высчитывались с помощью метода пропорции (по пикселям).

На этот шаблон, то есть схему по Б. Ярдли, мы накладывали другие схемы фаций метаморфизма, площади фаций на которых были выделены тем же образом, что описан выше. При наложении одной схемы на другую мы выделили только те поля, которые находятся в области пересечения площади фации на схеме по Ярдли и площади фации на рассматриваемых нами схемах. Таким способом было проанализировано 6 схем фаций метаморфизма: по Ф. Тернеру (Тернер, 1948) (рис. 2), по В. Файфу (Файф и др., 1958), по А. Миясиро (Миясиро,

1976), по С.П. Кориковскому (Кориковский, 1979), по С.А. Бушмину, В.А.Глебовицкому (Бушмин, Глебовицкий, 2008), по А.А. Маракушеву (Маракушев, 1973).

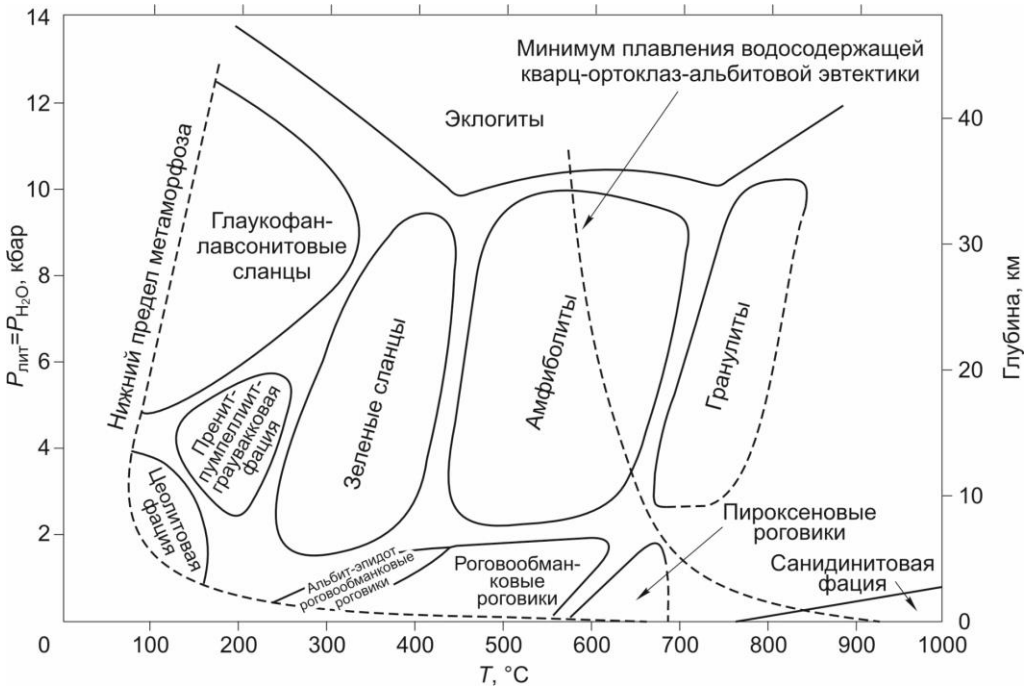


Рис. 1. Схема фаций метаморфизма по Б. Ярдли (Ярдли и др., 1990).

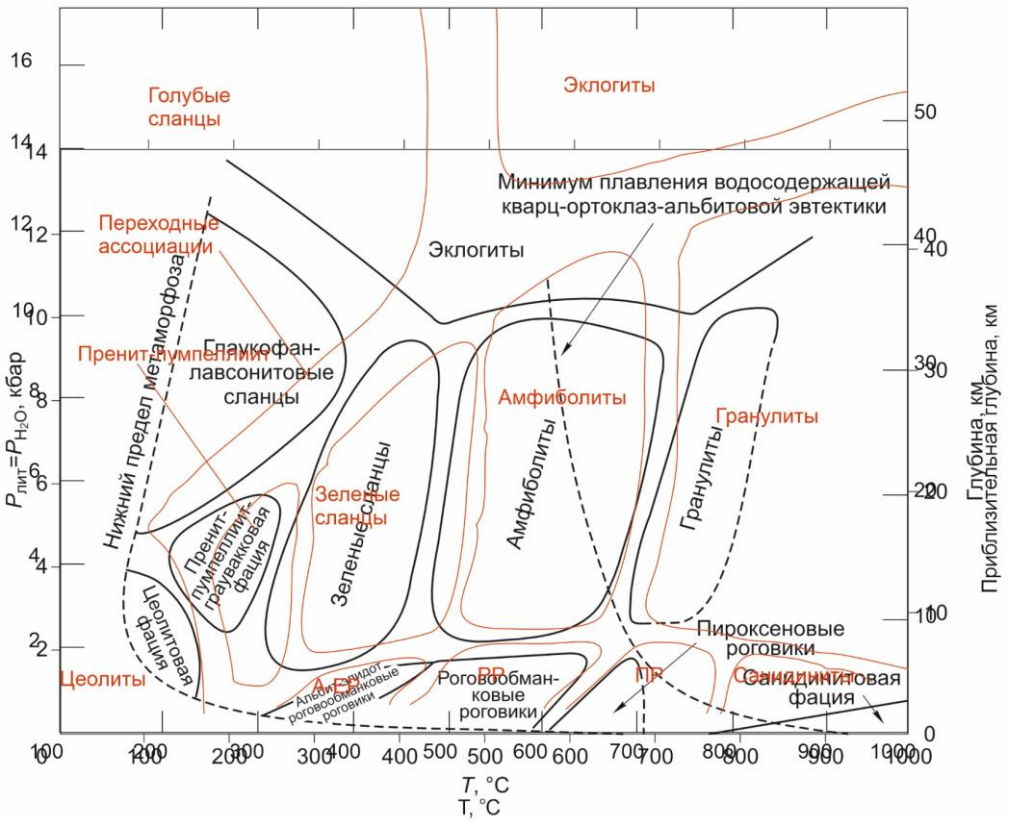


Рис. 2. Схема метаморфических фаций по Тернеру с наложением схемы по Б. Ярдли (Тернер, 1948).

Результаты анализа и сравнения для наглядности мы представили в виде таблицы. В таблице 1 и таблице 2 обозначены схемы фаций метаморфизма и соответствующие им площади уже после подсчета.

Таблица 1. Данные по содержанию метаморфических фаций.

Фация	**Содержание, %,**						
	Ярдли, 1990	Тернер, 1948	Файф и др., 1958	Миясиро, 1976	Кориковский, 1979	Бушмин, Глебовицкий, 2008	Маракушев, 1973
Голубых сланцев	31.05	35.87	16.26	17.13	5.33	4.85	0
Амфиболитовая	11.30	21.16	17.34	18.99	24.66	24.82	23.46
Гранулитовая	22.71	13.99	39.77	20.28	25.90	26.97	39.16
Зеленых сланцев	7.86	12.94	7.93	14.49	19.21	19.34	14.11
Роговообманковая	2.71	4.60	2.41	4.68	6.33	6.02	5.12
Цеолитовая	5.20	2.39	5.11	10.38	0	0	0.28
Пренит-пумпеллиитовая	2.98	2.18	1.41	4.71	6.16	5.60	5.47
Эклогитовая	9.95	2.04	0	0	0	0	0
Альбит-эпидотовая	1.41	1.93	1.52	2.73	3.37	3.40	2.82
Пироксеновых роговиков	2.19	1.52	4.37	3.90	5.38	5.27	4.37
Санидинитовая	2.63	1.37	3.90	2.72	3.66	3.74	5.20

Таблица 2. Среднее содержание разнофациальных метаморфических пород, оцененные методом подсчета PT-площадей.

Фация	**Содержание, %**
Гранулитовая	26.97
Амфиболитовая	20.25
Голубых сланцев	15.78
Зеленых сланцев	13.70
Роговообманковая	4.55
Пренит-пумпеллиитовая	4.07
Пироксеновых роговиков	3.86
Цеолитовая	3.34
Санидинитовая	3.32
Альбит-эпидотовая	2.45
Эклогитовая	1.71

По результатам подсчета и анализа выявлено преобладание фаций регионального метаморфизма по нисходящей: гранулитовая, амфиболитовая, голубосланцевая и зеленосланцевая. На долю остальных фаций приходится менее 20-23% PT-диапазона, что примерно соответствует эмпирическим данным.

Список литературы

1. Бушмин С. А., Глебовицкий В. А. Схема минеральных фаций метаморфических пород // Записки Российского минералогического общества. 2008. № 2. Стр. 1-13.
2. Кориковский С. П. Фации метаморфизма метапелитов. М. : Недра, 1979. 260 с.
3. Маракушев А.А. Петрология метаморфических горных пород: учебное пособие для геологических специальностей вузов. Москва: Издательство Московского университета, 1973. 322 с.
4. Миясиро А. Метаморфизм и метаморфические пояса. М. : Мир, 1976. 535 с.
5. Тернер Ф.Дж. Минералогическая и структурная эволюция метаморфических пород // Геол. Сок. Амер. Мемуары. 1948. Т. 30. 332 с.

6. Файф В.С., Тернер Ф.Дж., Верхуген Дж. Метаморфические реакции и метаморфические фации // Геол. Сок. Амер. Мемуары. 1958. Т. 73. 259 с.
7. Ярдли Б.У.Д., Маккензи У.С., Гилфорд К. Атлас метаморфических пород и их текстур. Научно-технический центр Лонгмана. 1990. Стр. 1-4.

Минералогические особенности эвтектоидных срастаний из богатых массивных Cu-Ni-ЭПГ-сульфидных руд Октябрьского месторождения Норильского района

Кузьмин И.А., Толстых Н.Д., Синякова Е.Ф.

Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, kuzminia@igm.nsc.ru

Введение. Уникальной особенностью крупнейшего Cu-Ni-ЭПГ Октябрьского месторождения Норильского района являются гигантские зональные залежи сульфидных массивных руд. В плане они формируют линзы (Torgashin, 1994; Горбачёв, 2006 и др.), состоящие из участков массивных пирротиновых, пирротин-халькопиритовых и низкосернистых (талнахит, путаранит, моикухит) сульфидных ассоциаций (Генкин и др., 1981; Torgashin, 1994; Горбачёв, 2006; Tolstykh et al., 2024 и др.). Промышленная значимость массивных руд обусловлена не только локализованными в них колоссальными запасами меди и никеля (Лихачёв, 2006), но и стабильно высокими концентрациями благородных металлов, которые варьируют от 5-10 г/т в пирротиновых, до 30 г/т и выше в пирротин-халькопиритовых и кубанитовых рудах (Горбачёв, 2006). Специфической особенностью зональных массивных руд Октябрьского месторождения является присутствие в них необычных галенит-халькопиритовых, галенит-моихукитовых и галенит-борнитовых образований типа эвтектоидных срастаний. Шлиры, гнезда и жилы этих образований изредка встречаются в теле массивных руд, чаще концентрируясь вдоль верхнего зальбанда рудных тел (Евстигнеева, Генкин, 1990; Спиридонов, Гриценко, 2009; Спиридонов и др., 2015). Концентрации элементов платиновой группы (ЭПГ) достигают 2000 г/т, с преобладанием Pd, Pt, Te, и Bi (Спиридонов, Гриценко, 2009 и др.). Вопрос концентрирования ЭПГ и механизмов формирования многофазных агрегатов в настоящий момент является предметом дискуссии (Спиридонов и др., 2015; Кузьмин и др., 2025 и др.).

Целью работы является минералогическая характеристика графических галенит-халькопиритовых и галенит-борнитовых срастаний и минеральных агрегатов, сложенных микропарагенезисами минералов элементов платиновой группы (МПГ), а также определение доминирующих механизмов их образования.

Материалы и методы. Предметом исследований являются образцы галенит-халькопиритовых срастаний из краевых зон тел халькопирит-кубанитовых руд центральной части Октябрьского месторождения и галенит-борнитовых жил из приконтактовых зон богатых медью руд западных флангов Октябрьского месторождения (10 образцов, в которых детально изучены 26 крупных агрегатов МПГ, среди которых выделено более 150 отдельных зерен минералов благородных металлов). Для получения количественных составов минералов применялась сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с энерго-дисперсионным спектрометром (ЭДС) (MIRA3 LMU (TESCAN ORSAY Holding) с системами микроанализа INCA Energy 450+ /Aztec Energy XMax 50+ и INCA Wave 500 (Oxford Instruments Nanoanalysis)), при ускоряющем напряжении 20кВ, токе пучка 1400 pA и живом времени набора спектра 20-60 сек (аналитик – Хлестов М.В.) и электронного микрозонда (JXA8230) с волно-дисперсионным спектрометром (ВДС), с вариацией тока пучка от 30 до 100 нА и времени измерения сигнала на линии и при съемке фона 10 сек (аналитик – Королюк В.Н.).

Результаты. Графические срастания галенита с халькопиритом, реже – с борнитом представлены только в существенно медистых участках массивных руд, как правило, локализуясь вдоль верхних зальбандов, формируя невыдержанную по простиранию зону на контакте с вмещающими породами (рис. 1 а). Иногда эти срастания формируют участки размером до нескольких сантиметров на некотором удалении от контакта (рис. 1 б).

Халькопирит и борнит в галенит-халькопиритовых и галенит-борнитовых срастаниях выдержаны по составу и при пересчете на формулу близки к идеальной стехиометрии. Они не содержат существенных примесей, в то время как галенит в различных ассоциациях представлен двумя типами: (1) свободный от примесей стехиометричный галенит, содержащий ламелярные включениями алтаита; (2) визуально гомогенный галенит, содержащий выдержанную примесь Te в пределах 0,5-0,8 мас. %. Графические срастания этих минералов ассоциируют с никелистым пентландитом (содержание никеля варьирует в диапазоне 32-45 мас. %) (рис. 1 а), зернами МПГ изометричной или каплевидной формы (рис. 1 а) и магнетитом. При этом магнетит, как правило, локализован в краевой зоне галенит-халькопиритовых срастаний в виде шлировых скоплений и краевых зон мощностью до 2 см и содержит сульфидные включения, формирующие отдельную парагенетическую ассоциацию, детально охарактеризованную нами ранее (Кузьмин и др., 2026).

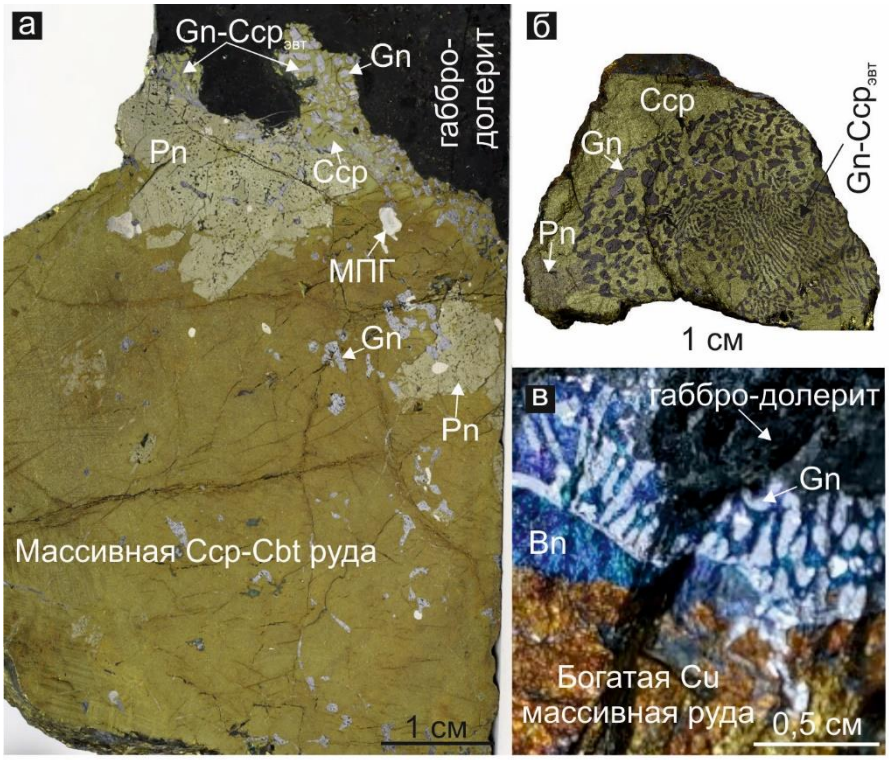


Рис. 1. Богатые медью массивные руды Октябрьского месторождения с эвтектоидными структурами: а – массивные халькопирит-кубанитовые руды, в краевой зоне которых локализованы крупные кристаллы пентландита и галенит-халькопиритовые срастания; б – типичная графическая структура в пределах массивных руд; в – галенит-борнитовая эвтектика в краевой зоне богатых медью массивных руд. Gn – галенит, Ccp – халькопирит, Pn – пентландит, Bn – борнит, Cbt – кубанит, Mag – магнетит, МПГ – минералы элементов платиновой группы.

Благороднометальная минерализация представлена изометричными, каплевидными или удлиненными агрегатами размером до 1,5 см, включающими скопления МПГ. Эти агрегаты, как правило, изолированы друг от друга и локализованы либо в халькопирите, либо в пентландите (см. рис. 1 а) вблизи фазовой границы между сульфидной и силикатной матрицами, тяготея к зонам развития графических срастаний.

В минералогическом отношении они сложены, преимущественно, двумя типами соединений благородных металлов: (1) висмутотеллуридами палладия и платины (до 50% всех минеральных зерен); (2) станнидами палладия и платины (до 30% всех минеральных зерен).

1) Висмутотеллуриды палладия и платины. Это самый распространенный класс соединений в графических рудах. Статистически фрудит $PdBi_2$ и соболевскит PdBi являются преобладающими минералами в подавляющем большинстве изученных агрегатов МПГ, иногда слагая до 90% площади плоских срезов полифазных агрегатов. Преобладающий в

минеральных срастаниях фрудит свободен от каких-либо включений и изоморфных примесей. Он ассоциирует с алтаитом PbTe и самородным золотом (рис. 2а). Соболевскит в агрегатах МПГ, как правило, обрамляется алтаитом или самородным золотом. В этом случае соболевскит содержит множество включений МПГ (рис. 2б) в виде структур распада твердых растворов (рис. 2в) с ориентировкой ламелей алтаита PbTe, масловита PtBiTe и гессита Ag_2Te вдоль одной из осей минерала хозяина, и мелких кристаллов паоловита Pd_2Sn, находящихся перпендикулярно ориентировке ламелей. Кроме перечисленных выше минералов отмечаются майчнерит PdBiTe в виде мелких зерен до 30 мкм, а также отдельные единичные кристаллы инсизваита $PtBi_2$ и мончеита $PtTe_2$. Из вышеперечисленных минералов примеси содержит только соболевскит (примесь Te в пределах 4-9 мас. %).

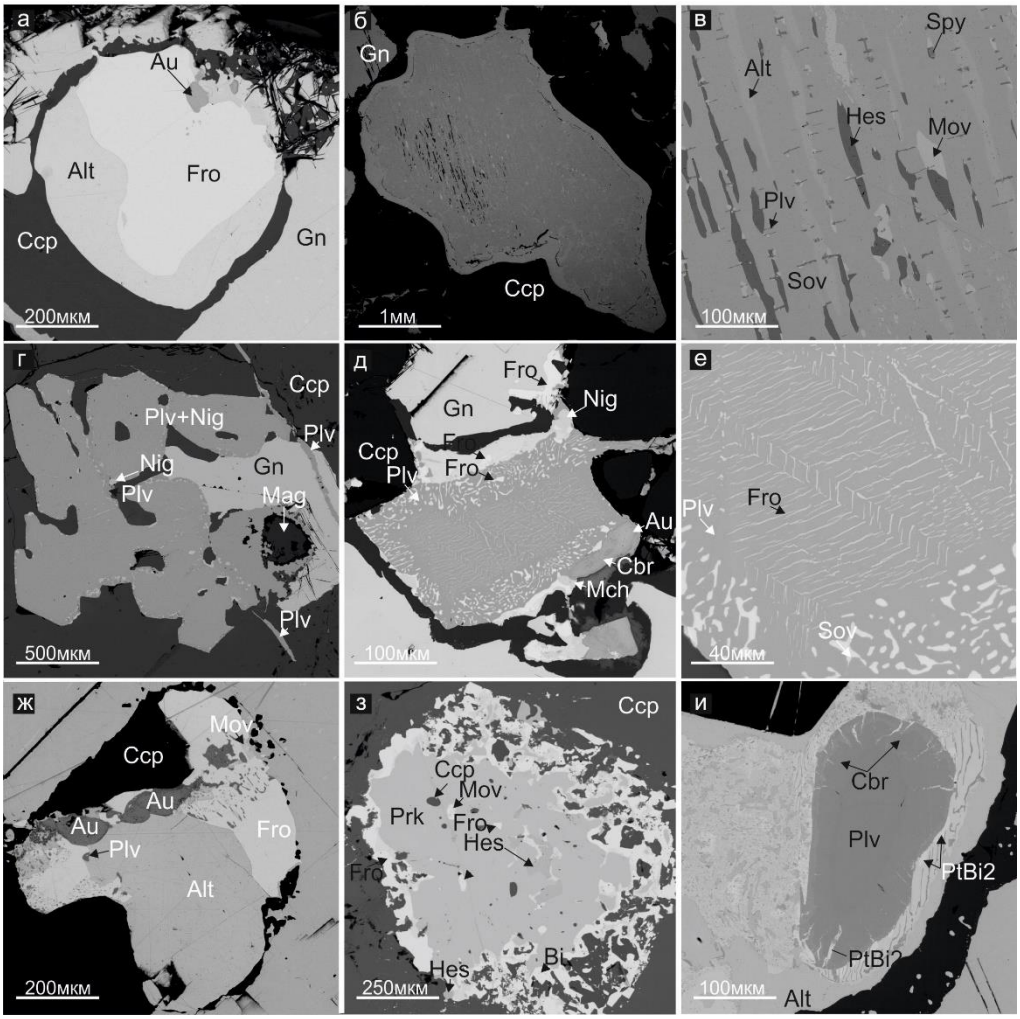


Рис. 2. Форма выделения и минеральный состав агрегатов МПГ в эвтектоидных галенит-халькопиритовых и галенит-борнитовых срастаниях Октябрьского месторождения. Ccp – халькопирит, Gn – галенит, Mag – магнетит, МПГ – минералы элементов платиновой группы, Fro – фрудит, Sov – соболевскт, Alt – алтаит, Au – золото, Plv – паоловит, Hes – гессит, Spy – сперрилит, Mov – масловит, Nig – ниглиит, Ins – инсизваит, Cbr – кабриит.

2) Станниды палладия и платины. Вторым по распространенности классом соединений в графических рудах являются станниды Pt и Pd. Как правило среди станнидов преобладает паоловит Pd_2Sn. Он встречается в разной пропорции практических во всех агрегатах МПГ, иногда занимая всю площадь сечения (рис. 2 г-е). Исследованные зерна паоловита всегда содержат примесь Pt до 5,5 мас. %. Крупные агрегаты, в которых доминирует паоловит, в центральной части содержат ориентированные ламели фрудита, реже – соболевскита (рис. 2г-е), еще реже – ниглиита PtSn, и эпизодически – кабриита Pd_2SnCu и таймырита $(Pd,Cu,Pt)_9Sn_4$. Также эти минералы повсеместно формируют мелкие включения в

матрице соболевскита в виде структур распада или небольшие зональные выделения в краевой зоне полифазных агрегатов МПГ.

Помимо охарактеризованных выше, в эвтектоидных халькопирит/борнит-галенитовых срастаниях встречается и другие агрегаты, в пределах которых формируется собственная, локальная парагенетическая ассоциация. Например, полифазные зерна с преобладанием алтаита (рис. 2 ж), гессита, самородного золота, паркерита $Ni_3Bi_2S_2$ или самородного висмута (рис. 2 з), иногда с включениями зональных кристаллов кабриита (рис 2 и) или крупных (до 1,5 см) кристаллов сперрилита $PtAs_2$.

Обсуждение и выводы. По-видимому, сами по себе графические галенит-халькопиритовые и галенит-борнитовые срастания были сформированы вследствие кристаллизации поздних порций сульфидного расплава, постепенно обогащавшегося некогерентными элементами (в т.ч. – свинцом), о чем свидетельствуют как результаты работ предшественников (Коваленкер и др., 1979; Спиридонов и др., 2015) так и наши исследования, в том числе в части изучения сульфидных включений в магнетите (Кузьмин и др., 2026). Ключевым вопросом был и до сих пор остается механизм накопления ЭПГ и механизмы их кристаллизации. Накопленные в последние годы экспериментальные данные о направленной кристаллизации сульфидных расплавов (например, Синякова и др., 2019б), с демонстрируют обогащение их поздних порций висмутом, теллуром и благородными металлами и позволяет предполагать, что основным механизмом концентрирования ЭПГ в краевой зоне массивных руд могла быть эволюция богатого медью сульфидного расплава и его расслаивание с образованием капель расплава, обогащенного этими элементами. Интересно, что агрегаты МПГ, по общей морфологии идентичны полученным в результате эксперимента каплевидным агрегатам (Синякова и др., 2019а), и, возможно, представляют собой своего рода ликваты внутри сульфидного расплава. «Капли» разного состава претерпевают внутреннюю эволюцию микросистемы с образованием как первичных магматических МПГ парагенезисов (см. рис. 2 а), так и вторичных микропарагенезов, сформированных вследствие ряда последовательных субсолидусных преобразований. Выдержанность химического состава минеральных видов позволяет предполагать, что все агрегаты кристаллизовались из самостоятельных капель при близких физико-химических условиях, а минералогические различия обусловлены вещественным составом каждой обособленной капли в отдельности.

Благодарности. Авторы признательны Середе Е.В. и Гусеву В.А. за предоставление каменного материала. Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Финансирование. Исследования выполнены при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (грант № 25 27-00152).

Список литературы

1. Генкин А.Д., Дистлер В.В., Гладышев Г.Д., Филимонова А.А., Евстигнеева Т.Л., Коваленкер В. А., Лапутина И.П., Смирнов А.В., Гроховская Т.Л. Сульфидные медно-никелевые руды Норильских месторождений. Москва, Наука, 1981. 234 с.
2. Евстигнеева Т.Л., Генкин А.Д. в кн.: Платинометальная минерализация Норильских медно-никелевых руд: природные и экспериментальные данные. Геология медно-никелевых месторождений, сборник научных трудов, 1990, Ленинград: Наука, Ленинградское отделение, 1990. С. 98-106.
3. Кузьмин И.А., Калугин В.М., Смоленский В.В. Последовательность и механизмы кристаллизации минералов благородных металлов в жилах графических галенит1024 халькопиритовых руд центральной части Октябрьского Cu-Ni-ЭПГ месторождения // Геология рудных месторождений. 2025. Т. 67, № 4, С. 484-506. DOI: 10.31857/S0016777025040055.
4. Кузьмин И.А., Синякова Е.Ф., Толстых Н.Д., Улыбин Д.А. Сульфидные включения в магнетите из графических галенит-халькопиритовых руд центральной части Октябрьского месторождения Норильского района: особенности состава и условий минералообразования. Записки Российского Минералогического Общества. 2026. Ч. CLV. №2. С. 35-57. DOI: 10.7868/S2658435226020021
5. Лихачёв А.П. Платино-медно-никелевые и платиновые месторождения. М.: Эслан. 2006. 496с.

6. Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Горячев Н.А. Образование каплевидных включений на основе Pt, Pd, Au, Ag, Bi, Sb, Te, As при кристаллизации промежуточного твердого раствора в системе Cu-Fe-Ni-S // Докл. РАН. 2019а. Т. 489. № 1. С. 70–74. https://doi.org/10.31857/S0869-5652489170-74
7. Синякова Е.Ф., Косяков В.И., Борисенко А.С., Карманов Н.С. Поведение примесей благородных металлов при фракционной кристаллизации Cu-Fe-Ni-(Pt, Pd, Rh, Ir, Ru, Ag, Au, Te) сульфидных расплавов // Геология и геофизика. 2019б. Т. 60. № 6. С.820–842. https://doi.org/10.15372/GiG2019050
8. Спиридонов Э.М., Гриценко Ю.Д. Эпигенетический низкоградный метаморфизм и Co-Ni-Sb-As минерализация в Норильском рудном поле. М.: Научный мир, 2009. 218 с.
9. Спиридонов Э. М., Кулагов Э. А., Серова А. А., Куликова И.М., Коротаева Н.Н., Середа Е.В., Тушенцова И.Н., Беляков С.Н., Жуков Н.Н. Генетическая минералогия Pd, Pt, Au, Ag, Rh в норильских сульфидных рудах. // Геология рудных месторождений. 2015. Т. 57, № 5, С. 445-476. DOI:10.7868/S0016777015050068.
10. Tolstykh N.D., Krivolutskaya N.A., Canhimbue L.S., Gongalsky B.I., Kuzmin I.A. Mineralogical zoning of the PGE–Cu–Ni orebodies in the central part of the Oktyabr'sky Deposit, Norilsk District, Russia. // Miner. Mag. 2024. V. 88 (4), P. 1–18, DOI: 10.1180/mgm.2024.20.

Биостратиграфическая характеристика верхневендских-нижнекембрийских отложений северо-запада Восточно-Европейской платформы

Кушим Е.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, kushim_ea@mail.ru

На северо-западе России вскрыты наиболее полные разрезы верхнего венда и нижнего кембрия, что позволяет считать этот регион ключевым для разработки стратиграфических схем разного ранга. Однако палеонтологические исследования здесь долгое время носили фрагментарный характер, а полученные ранее данные приведены лишь в отдельных публикациях и не всегда отражены в стратиграфических схемах.

Для восполнения существующих пробелов и обновления палеонтологической характеристики проведено детальное изучение скважин Авлога-12R, Шоткуса-1, Геолком, Уткина Заводь-1, Тайцы-2, Лахта-77-1, Коровье-8 (Голубкова и др., 2018, 2020, 2021, 2025, 2026, в печати; Кушим и др., 2016), пробуренных в пределах Прибалтийско-Ладожской моноклинали. В результате литологических исследований выделены старорусская, василеостровская, ломоносовская и люкатиская свита (Голубкова и др., 2025, 2026, в печати).

Наиболее древняя ассоциация ископаемых организмов с Tynnia precambrica – Zinkovioides inclusus установлена в нижней части старорусской свиты (скв. Шоткуса-1, инт. 259.4–255.5 м; скв. Авлога-12R, инт. 212–181.6 м; скв. Геолком, инт. 176.5–173.5 м; скв. Уткина Заводь-1, инт. 245–228 м) (рис. 1). На этом уровне распространены микрофоссилии *Zinkovioides inclusus* и *Zinkovioides* sp., сопоставляемые с серными бактериями. Спорадически встречаются акантоморфные акритархи *Tuberculum mamillatum*, *Tanarium* aff. *conoideum*, *?Mengeosphaera* sp., *Ceratosphaeridium* sp., колониальные формы *Tynnia precambrica*, нитчатые микрофоссилии *Obruchevella* sp., ?*Talakania* sp. Транзитные формы представлены *Leiosphaeridia* sp., *Pterospermopsimorpha insolita*, *Oscillatoriopsis* sp., *Siphonophycus* sp.

Выше по разрезу выявлена вторая ассоциация с Orbisiana simplex – Doushantuophyton lineare (скв. Шоткуса-1, инт. 225.7–217 м; скв. Авлога-12R, инт. 176.8–170.6 м) (рис. 1). Здесь установлены макроскопические колониальные формы *Orbisiana simplex*, дихотомически ветвящиеся волоросли *Doushantuophyton lineare*, фрагменты «сколекодонтоподобных» животных *Redkinia spinosa*, микрофоссилии *Obruchevella parva* и некоторые другие ископаемые организмы.

В нижней подсвите василеостровской свиты обнаружена третья ассоциация с Aataenia reticularis – Bicuspidata fusiformis (скв. Тайцы-2, инт. 305–284 м; скв. Уткина Заводь-2, инт. 192.6–172.9 м) (рис. 1). В составе биоты доминируют цианобактерии *Aataenia reticularis*, *Bicuspidata fusiformis*, *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp. Дополняют ассоциацию акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Pterospermopsimorpha insolita*.

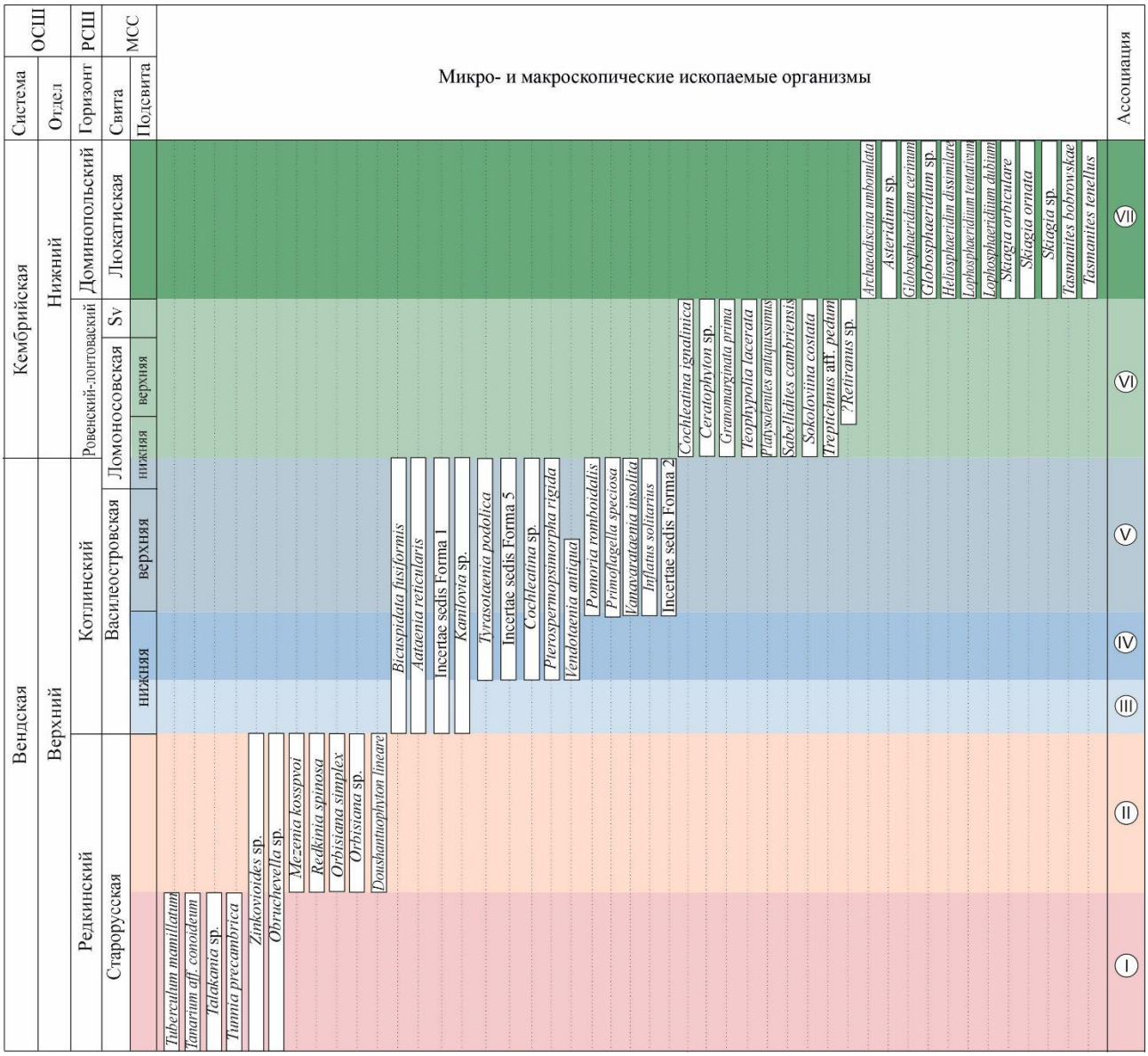


Рис. 1. Характерные ископаемые организмы, выявленные в разрезах Прибалтийско-Ладожской моноклинали: I ассоциация с Tynnia precambrica – Zinkovioides inclusus; II ассоциация с Orbisiana simplex – Doushantuophyton lineare; III ассоциация с Aataenia reticularis – Bicuspidata fusiformis; IV ассоциация с Aataenia reticularis – Bicuspidata fusiformis – Vendotaenia antiqua – Incertae sedis Forma 2; V ассоциация с Aataenia reticularis – Bicuspidata fusiformis – Vanavarataenia insolita; VI ассоциация с Ceratophyton sp. – Teophipolia lacerata; VII ассоциация с Archaeodiscina umbonulata – Globosphaeridium cerinum – Skiagia orbiculare; sv – сиверская свита.

В верхней части нижней подсвиты василеостровской свиты выделена четвертая ассоциация с Aataenia reticularis – Bicuspidata fusiformis – Vendotaenia antiqua – Incertae sedis Forma 2 (скв. Авлога-12R, инт. 145.5–106.3 м; скв. Геолком, инт. 90.3–69.5 м; скв. Тайцы-2, инт. 279.3–236 м; скв. Уткина Заводь-1, инт. 166–103.2 м; скв. Лахта-77-1, инт. 116–41.2 м, скв. Шоткуса-1, гл. 179.5 м) (рис. 1). На этом уровне обнаружены новые микрофоссилии Incertae sedis Forma 2, которые представляют собой лентовидную форму с зубчатым краем. Распространены органические пленки, макроскопические водоросли *Vendotaenia antiqua, Tyrasotaenia podolica, Dvinia* sp., актиномицеты *Primoflagella speciosa*. Выявлены единичные спирали *Cochleatina* sp. и трубчатые образования *Kanilovia*. В скв. Уткина Заводь-1 на поверхности напластования пород обнаружены *Arumberia*. В составе ассоциации присутствуют единичные *Pomoria rhomboidalis* и *Aataenia reticularis*. Транзитные таксоны представлены акритархами *Leiosphaeridia* sp. и цианобактериями *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp.

Выше по разрезу, в верхней подсвите василеостровской свиты – нижней подсвите ломоносовской свиты, выделена пятая ассоциация с Aataenia reticularis – Bicuspidata fusiformis – Vanavarataenia insolita (скв. Тайцы-2, инт. 233–170.2 м; скв. Уткина Заводь-2, инт. 97.8–48.8 м; скв. Коровье-8, инт. 259.6–222.4 м) (рис. 1). На этом уровне появляются новые грибоподобные ископаемые остатки *Vanavarataenia insolita*. Широко распространены цианобактерии *Aataenia reticularis, Bicuspidata fusiformis, Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp., *Pomoria rhomboidalis*. Из акритарх встречаются *Leiosphaeridia* sp., *Pterospermopsimorpha insolita, P. rigida*, овальные оболочки *Navifusa* sp.

В верхней части ломоносовской и сиверской свитах установлена шестая ассоциация с Ceratophyton sp. – Teophipolia lacerata (скв. Тайцы-2, инт. 169.5–41 м; скв. Коровье-8, инт. 221.3–103.8 м) (рис. 1). Важнейшим компонентом ассоциации являются разнообразные по морфологии прямые и роговидно изогнутые ископаемые остатки животного происхождения *Ceratophyton* sp., которые достигают численности в несколько сотен экземпляров. Обнаружены спирально-свернутые образования *Cochleatina ignalinica*, трубки *Sokoloviina costata, Sabellidites cambriensis, Platysolenites antiquissimus* и фрагменты кутикулы линяющих животных. На глубине 209.9 м скв. Коровье-8 обнаружены следы ползания илоедов *Treptichnum* aff. *pedum*, по появлению которых в Международной хроностратиграфической шкале проводится граница докембрия и кембрия (Gehling et al., 2001). В составе ассоциации присутствуют акритархи *Leiosphaeridia* sp., *Granomarginata prima,* цистоподобные образования *Teophipolia lacerata, Navifusa* sp., колонии *Synsphaeridium, Symplassosphaeridium* sp., цианобактерии *Siphonophycus* sp., *Oscillatoriopsis* sp., *Omalophyma solida,* нитчатые микрофоссилии *Tyrasotaenia podolica*, *Dvinia* sp., актиномицеты *Primoflagella* sp. и грибоподобные ископаемые остатки *Vanavarataenia* sp.

В люкатиской свите обнаружена седьмая ассоциация с Archaeodiscina umbonulata – Globosphaeridium cerinum – Skiagia orbiculare (рис. 1). Комплекс отличается присутствием мелкоразмерных (до 40 мкм в диаметре) акантоморфных акритарх *Archaeodiscina umbonulata, Asteridium lanatum, A. tornatum, A. pallidum, Globosphaeridium cerinum, G.* sp., *Heliosphaeridium dissimilare, H.* sp., *Lophosphaeridium dubium, L. tentativum, Skiagia orbiculare, S. ornata, S.* sp., а также крупных оболочек *Tasmanites bobrowskae, T. tenellus* (свыше 80 мкм), относящихся к празинофитовым водорослям. Транзитные микрофоссилии представлены *Leiosphaeridia, Pterospermopsimorpha, Siphonophycus, Synsphaeridium*. В составе биоты присутствуют *Ceratophyton*–подобные образования, сопоставляемые с радулой моллюсков (Slater, 2024), и возможные фрагменты кутикулы членистоногих животных.

Анализ распространения ископаемых организмов в разрезах Восточно-Европейской платформы позволил отнести ассоциации I и II к редкинскому горизонту верхнего венда, III–V к котлинскому горизонту верхнего венда, VI к нерасчлененному ровенскому–лонтоваскому горизонту нижнего кембрия и VII – к доминопольскому горизонту нижнего кембрия. На основе полученных данных определен возраст и границы вмещающих отложений, а также на качественно новом уровне обосновано выделение региональных горизонтов, что актуально для стратиграфии северо-запада России.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, https://rscf.ru/project/24-17-00142/) с использованием оборудования ЦКП «АИРИЗ» (ИГГД РАН).

Список литературы

1. Голубкова Е.Ю., Бобровский И.М., Кушим Е.А. и др. Ископаемые организмы редкинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтологический журнал. 2021. № 5. С. 1–8. DOI: 10.31857/S0031031X21050056.
2. Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Кузнецов А.Б., Яновский А.Б., Маслов А.В., Шведов С.Д., Плоткина Ю.В. Редкинская биота макроскопических ископаемых организмов северо-запада Восточно-Европейской

платформы (Южное Приладожье) // Докл. АН. 2018. Т. 479. № 2. С. 163–167. DOI: 10.7868/S086956521808011X.
3. Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Довжикова Е.Г., Титова А.В., Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Биостратиграфия переходных отложений венда–кембрия северо-запада европейской части России // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 7. С. 883-900. DOI: 10.15372/GiG2025114. EDN: HJENQC
4. Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Тарасенко А.Б. Ископаемые организмы котлинского горизонта верхнего венда северо-запада Русской плиты (Ленинградская область) // Палеонтологический журнал. 2020. № 4. С. 99–108. DOI: 10.31857/S0031031X20040066
5. Голубкова Е.Ю., Шишлов С.Б., Кушим Е.А., Титова А.В., Дубкова К.А., Силиванов М.О., Гражданкин Д.В. Стратиграфия верхнего венда – нижнего кембрия Прибалтийско-Ладожской моноклинали Восточно-Европейской платформы: комплексный литолого-палеонтологический подход // Геология и геофизика – с. – 2026. В печати.
6. Кушим Е.А., Голубкова Е.Ю., Плоткина Ю.В. Биостратиграфическое расчленение венд−кембрийских отложений Южного Приладожья // Вестник ВГУ. Серия: геология. 2016. № 4. С. 18–22.
7. Gehling J.G., Jensen S., Droser M.L. et al. Burrowing below the basal Cambrian GSSP, Fortune Head, Newfoundland // Geological Magazine. 2001. Vol. 138. P. 213-218.
8. Slater B.J. Life in the Cambrian shallows: Exceptionally preserved arthropod and mollusk microfossils from the early Cambrian of Sweden // Geology. 2024. V. 52 (4), P. 256–260. DOI: 10.1130/ G51829.1.

Особенности медной сульфидной минерализации рудного поля Пюи де Фоль (Срединно-Атлантический хребет)

Легенькова А.М.

ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, legenkova93@yandex.ru

Изучение глубоководных полиметаллических сульфидов (ГПС) в осевых зонах срединно-океанических хребтов является актуальной задачей современной морской геологии. Одним из наиболее перспективных и активно изучаемых объектов в пределах Российского разведочного района (РРР–ГПС) выступает рудное поле Пью де Фоль, которое приурочено к вершине подводного вулкана центрального типа на глубинах 1940–2000 м. Промышленная и экономическая значимость данного объекта во многом определяется масштабами и спецификой цинково–медной сульфидной минерализации, определяющей перспективы комплексного освоения руд.

Фактический материал был отобран в ходе экспедиционных рейсов НИС «Профессор Логачев» с использованием телевизионного грейфера. Первичная диагностика выполнялась методами оптической микроскопии в прозрачно-полированных шлифах и аншлифах. Локальный химический состав минералов и элементов-примесей изучался методом волнодисперсионного рентгеноспектрального микроанализа на электронном микрозонде Cameca MS-46. Фазовый состав сульфидов определялся методом количественного рентгенофазового анализа (РКФА).

Оруденение представлено массивными постройками курильщиков, которые сложены массивными цинково-медно-колчеданными рудами. В небольших постройках наблюдается четкая латеральная зональность: от сульфидов меди в центре к сульфидам железа на периферии рудных тел (рис.1). Основным первичным минералом меди является халькопирит, морфологически представленный аллотриоморфными зернами. В кавернах руд фиксируются стрелообразные скелетные зоны кристаллов халькопирита.

Среднее содержание меди в рудах составляет 10.32 масс. % при широких вариациях значений от 0.66 до 17.71 % (минимальные значения приходятся на 9 рудное тело, максимум приходится на 3 рудное тело). Для руд установлена устойчивая отрицательная корреляция между содержаниями Cu и Fe. Выявлена пространственная закономерность: концентрация халькопирита в рудах закономерно уменьшается с севера на юг рудного поля.

В результате процессов распада халькопирита образуется изокубанит. Под воздействием низкотемпературного подводного выветривания по халькопириту развиваются вторичные

сульфиды — борнит и ковеллин, образующие метасоматические пленки и каймы замещения во внешних зонах труб. В верхних окисленных зонах рудных тел широко развит гидроксихлорид меди — атакамит в виде изометричных включений размером 6–8 мкм, обладающий характерной зеленой окраской. Присутствие ассоциации атакамита с йодаргиритом указывает на функционирование низкотемпературных (<75 °С) локальных геохимических барьеров в условиях окисленной среды под влиянием морской воды.

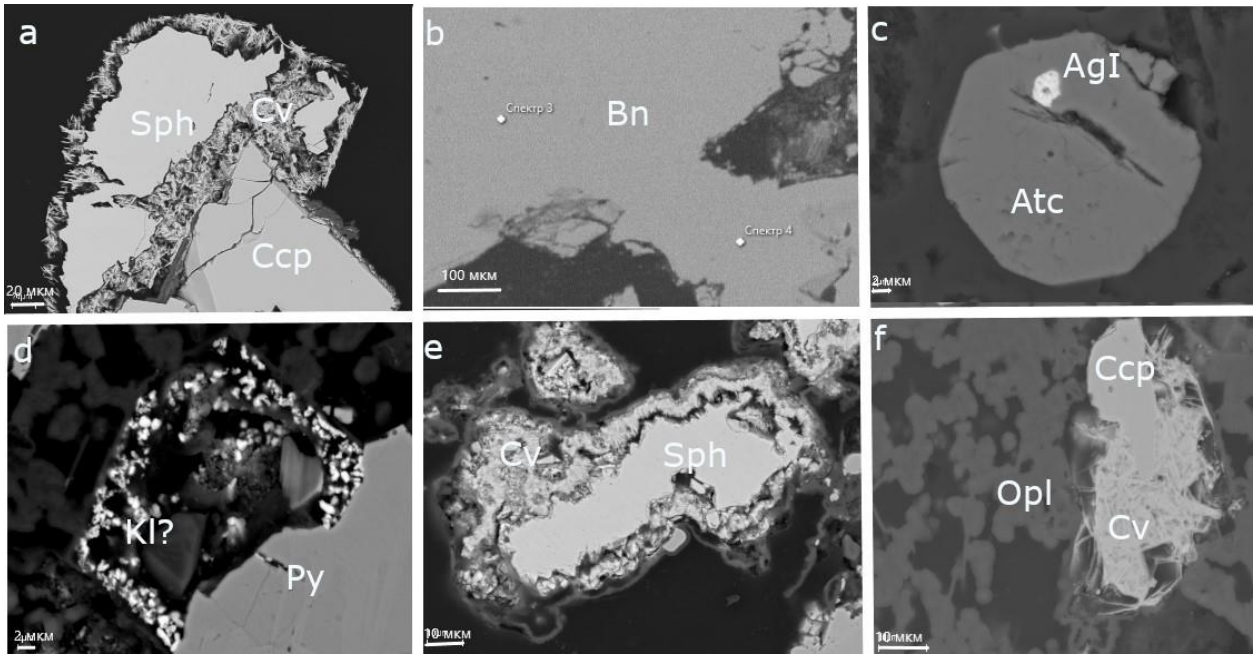


Рис. 1. BSE-изображения: a – аллотриоморфные зерна сфалерита и халькопирита с игольчатым ковеллином; b – зерно борнита; c – идиоморфное зерно атакамита с йодитом серебра; d – белые выделения селенида меди с идиоморфным пиритом; e – аллотриоморфное зерно сфалерита с ковеллином; f – аллотриоморфное зерно халькопирита с игольчатым ковеллином и глобулярным опалом.

Методом электронного микрозонда в халькопирите, борните и ковеллине установлены сквозные примеси благородных металлов — Au и Ag (в халькопирите Au до 2.32 мас. %, Ag до 1.14 масс. %) (рис.2.). Наличие сквозной золотоносности и сереброносности на всех этапах — от раннего халькопирита до поздних вторичных фаз — свидетельствует о стабильном привносе благородных металлов в гидротермальных флюидах единого глубинного источника на протяжении всей истории гидротермальной системы. Также на финальных стадиях в пустотах руд фиксируется образование субмикронных (≤ 1 мкм) зерен селенида меди, предварительно установленного нами какклокманнита.

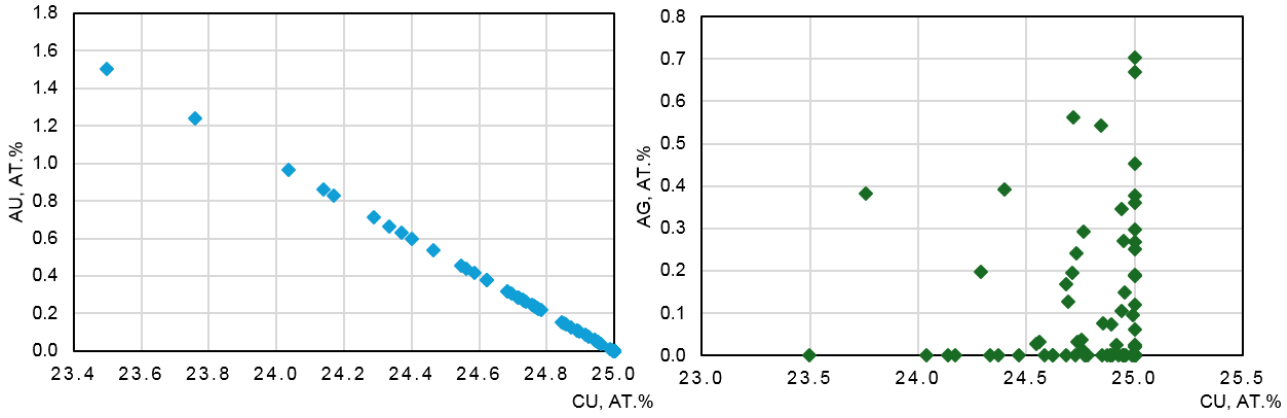


Рис. 2. Вариативность содержания Au и Ag в халькопирите

Прогнозные ресурсы меди категории P_2 для рудного поля Пюи де Фоль оценены в объеме 919 372 т. Многообразие минеральных видов меди диктует необходимость дифференцированного подхода к выбору технологических режимов обогащения.

Список литературы

1. Габлина И.Ф. Отличительные особенности двух генетических типов сульфидных руд в Центральной Атлантике // Литология и полезные ископаемые. 2022. № 2. С. 161-180.
2. Легенькова А.М. Вещественная характеристика и прогнозные ресурсы рудного поля Пюи де Фоль // Материалы VI международная конференция молодых ученых и специалистов памяти А.П. Карпинского, 2024. С. 163—166.
3. Насонов Д.А. и др. Отчет по проекту “Оценочные работы на рудных месторождениях в северной части глубоководного бассейна России Район разведки полиметаллических сульфидов в Атлантическом океане (ПМГРЭ, Ломоносов, 2021.
4. Черкашёв Г. А. Морфология и внутреннее строение гидротермальных рудных тел, формирующихся в различных геологических обстановках мирового океана // Океанология. 2021. Т. 61. № 2. С. 295-306. DOI: 10.31857/S0030157421020039
5. Черкашёв Г. А., Бельтенёв В. Е., Егоров И. В. и др. Геологоразведочные работы на глубоководные полиметаллические сульфиды в осевой зоне Срединно-Атлантического хребта: результаты исследований в Российском разведочном районе // Океанологические исследования. 2023. Т. 51. № 4. С. 167-185. DOI: 10.29006/1564-2291.JOR-2023.51(4).7
6. Bonatti E., Guerstein-Honnorez B.-M., Honnorez J. Copper-iron sulfide mineralizations from the equatorial Mid-Atlantic Ridge. Econ. Geol., 1976, V. 71, pp. 151—1525.
7. Haymon R. M., “Hydrothermal Vents at Mid-Ocean Ridges,” in Reference Module in Earth Systems and Environmental Sciences, Elsevier, 2014. doi: 10.1016/b978-0-12-409548-9.09050-3.

P-T-t тренд метаморфизма неоархейских силлиманитсодержащих гнейсов Вокнаволокского гранулитового комплекса восточной части Фенноскандинавского щита

Лезжов А.М., Сибелев О.С., Кервинен А.В., Ковальчук А.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Arsenylez@gmail.com

Введение. Исследование гранулитовых комплексов имеет большое значение для определения условий формирования земной коры, и особенно актуально для раннего докембрия, где гранулитовые комплексы широко распространены и считались ранее древнейшими образованиями (Король, 2005). Одним из примеров проявления неоархейского высокотемпературного метаморфизма в Карельском кратоне Фенноскандинавского щита является Вокнаволокский гранулитовый комплекс (Король, 2005). В его состав ряд исследователей относили высокотемпературные породы: гранулиты, двупироксенсодержащие амфиболиты, а также эндербиты. Одними исследователями гранулитовый метаморфизм рассматривается как древнейшие породы Карельского кратона (Коншин, 1987; Свириденко, 1974), другими как проявление относительно молодого метаморфизма, наложенного на более ранние парагенезисы амфиболитовой фации (Кожевников и Лазарев, 1973). Одна из причин – отсутствие точных оценок PT-параметров, получение которых затруднено отсутствием гранатсодержащих парагенезисов. Один из немногих компонентов Вокнаволокского комплекса, перспективным для получения информации об условиях и возрасте метаморфизма, являются биотит-гранат-силлиманитовые гнейсы, впервые описанные Л.П. Свидриденко (1974).

Геологическая позиция и петрография биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов. Вокнаволокский гранулитовый комплекс преимущественно состоит из биотитовых и роговообманково-биотитовых гнейсов, содержащих тела метабазитов размером до сотни метров. Гнейсы секутся палеопротерозойскими дайками базитов не затронутыми высокотемпературными метаморфическими процессами. Гнейсы подверглись высокотемпературной мигматизации, синхронной с формированием эндербитов, возраст которых составляет 2716±9 млн лет (Костомукшский рудный район, 2015). Тела метабазитов

в зонах высокотемпературной мигматизации подверглись гранулитовому метаморфизму, в результате которого образовались клинопироксеновые и двупироксеновые амфиболиты, параметры формирования которых оцениваются (Максимов и др., 2026) в: P = 6–7 кбар и T = 750°C. Возраст метаморфизма определенный по клинопироксеновым амфиболитам составляет 2704±9 млн лет (Слабунов и др., 2023).

Кроме эндербитов в ходе мигматизации образовались гранатсодержащие биотитовые и силлиманит-гранат-биотитовые гнейсы. Эти породы наиболее информативны в плане определения PT-условий метаморфических преобразований. Силлиманитсодержащие гнейсы изучены на восточном берегу оз. Марья-Шелека. Основными породообразующими минералами гнейсов являются биотит, силлиманит, гранат, плагиоклаз, кварц. В качестве наиболее значимых второстепенных и акцессорных минералов следует отметить микроклин, ильменит, герцинит, циркон, анатаз, рутил, мусковит и единичные зерна карбонатных минералов. Силлиманит образует ориентированные по гнейсовидности срастания удлиненных призматических кристаллов: размер отдельных зерен достигает 0.5-1 мм по длинной оси. Биотит (x_{Mg}=0.41-0.68, Al^{IV}=1.2-1.4 ф.е., Al^{VI}=0.4-1.7, Ti=до 0.2 ф.е) наблюдается в виде удлиненных пластинчатых зерен размером 0.3 до 1 мм, он плеохроирует в темно-коричневых тонах Плагиоклаз (An_{20-22}) развивается в зернах, близких к изометричной или слабоудлиненной форме, с неровными закругленными очертаниями. Кварц образует близкие к изометричным и слабо удлиненные зерна с неровными границами. Для него характерно волнистое погасание. Ильменит фиксируется в виде изометричных и слабоудлиненных зерен размером до 0.6 мм. В единичных изометричных темно-зеленых зернах встречается герцинит (Hc^{1}_{68-69}, Ghn_{17} и Spl_{13-14}), иногда на контакте с кварцем. Гранат (Alm_{74-85}, Prp_{11-23}, Grs_{2-4}, Sps_{1-3}) образует крупные порфиробласты (3-10 мм) округлой или неправильной формы, обычно, с многочисленными минеральными включениями. По химическому составу зерна граната однородны, зональность не проявлена, что косвенно может свидетельствовать о высоких температурах его роста, достигающих уровня гомогенизации. В отдельных зернах граната зональность четко фиксируется по минеральному составу включений. В центральных зонах находятся включения кварца, плагиоклаза, биотита, апатита, а также рутила, как правило, в срастании с ильменитом. За пределами зерен граната рутил не обнаружен. Краевые части граната либо не содержат включений, либо содержат многочисленные удлиненные включения силлиманита, а также единичные зерна герцинита.

Возраст и условия метаморфизма биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов. Устойчивость парагенезисов для биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов рассчитана в программе Perplex (версия 716) (Connolly, 1990). Псевдосечение построено для системы MnNCKFMASHT при мольной доле воды=0.8 в водно-углекислотном флюиде. Для расчетов выбрана база данных hp62ver (Holland & Powell, 2011), и следующие модели твердых растворов и расплава feldspar, melt(W), Chl(W), Sp(HP), Gt(W), Mica(W), Ctd(W), Bi(W), Ilm(WPH), Crd(W), Opx(W) (White et al., 2014). Поле устойчивости для парагенезиса Pl+Qz+Grt+Sil+Bt+Ilm ограничено интервалом температур 570-750°C и давлением 3-8 кбар. Начало частичного плавления породы при температуре от 740°C позволяет ограничить температуру образования парагенезиса интервалом 740-750 С. По изоплетам построенным на основании содержания гроссулярового минала (2-4%) граната давление формирования парагенезиса силлиманитсодержащих гнейсов составляет 4-6 кбар. Предполагаемые условия образования реликтового парагенезиса с рутилом можно ограничить по нижней границе устойчивости рутила в данной системе, что соответствует уровню не ниже 8 кбар.

[1] В тексте используются сокращения минералов по (Warr, 2021).

Низкотемпературные преобразования выражены появлением мусковита при температурах ниже 570°C (Рис. 1).

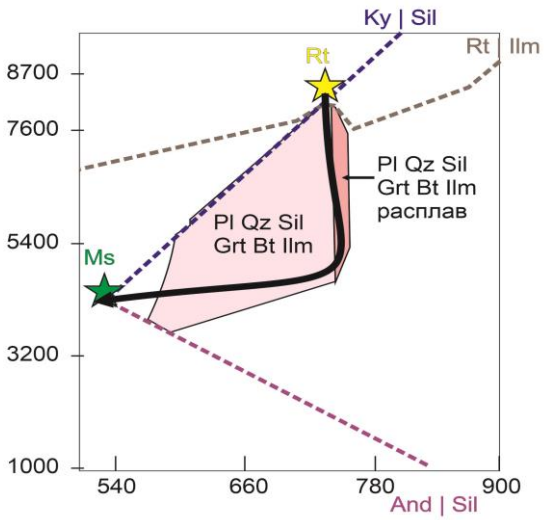


Рис. 1. Область устойчивости Pl+Qz+Grt+Sil+Bt+Ilm парагенезиса и P-T-t тренд метаморфизма биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов.

Циркон из биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов в большинстве представлен эллипсовидными зернами слегка неправильной формы, в редких случаях наблюдаются удлиненные зерна, частично сохранившие грани дипирамиды. По изображению в катодолюминесценции в цирконах можно обнаружить ядра зонального строения и две каймы. Ядра обладают осцилляторной зональностью, и в них содержатся включения кварца, плагиоклаза, биотита и апатита. Во внутренней кайме содержатся включения кварца, плагиоклаза, биотита, апатита, а также граната и силлиманита. Внешняя кайма размера менее 5 мкм. По внутренней кайме определен конкордантный возраст 2722±7 млн лет, который соответствует возрасту метаморфизма и образованию Pl+Qz+Grt+Sil+Bt+Ilm парагенезиса в биотит-силлиманит-гранатовых гнейсах.

Результаты исследований показывают следующую историю метаморфических преобразований биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов. Пиковые условия (P > 8 кбар) фиксируются по рутилсодержащим парагенезисам. Последующее снижение давления до 4-6 кбар при температуре 750°C сопровождалось образованием Pl+Qz+Grt+Sil+Bt+Ilm парагенезиса. Затем произошло снижение температуры в область устойчивости мусковита (рис. 1).

Полученные оценки условий формирования биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов соответствуют уровню метаморфизма высокотемпературных пироксенсодержащих пород. Близкие неоархейские изотопные возрасты позволяют говорить о том, что формирование биотит-силлиманит-гранатовых гнейсов, пироксенсодержащих амфиболитов и эндербитов в Вокнаволокском гранулитовом комплексе происходило синхронно.

Работа выполнена в рамках Государственного задания ИГ КарНЦ РАН FMEN-2023-0009.

Список литературы

1. Кожевников В.Н., Лазарев Ю.И. Структурно-петрологическое изучение гранитизации. Ленинград: Наука, 1973 г. 128 с.
2. Коншин В.А. Геология и метаморфизм района оз. Верхнее Куйто – Тоухтуринъярви (Вокнаволокский блок, Западная Карелия) // Ранний докембрий Карелии. Петрозаводск: Карельский филиал АН СССР. 1987. С. 70–89
3. Король Н.Е. Основные гранулиты Карелии и Центральной Финляндии // Геология и полезные ископаемые Карелии. Выпуск. 8. КарНЦ РАН. 2005. С. 18–28
4. Свириденко Л.П. Метаморфизм и гранитообразование в раннем докембрии западной Карелии. Ленинград: Наука. 1974. 155 с.
5. Костомукшский рудный район (геология, глубинное строение и минерагения) / Отв. ред. В.Я. Горьковец, Н. В. Шаров. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2015.322 с.

6. Максимов О.А., Лезжов А.М., Слабунов А.И., Сибелев О.С. Два этапа неоархейского гранулитового метаморфизма в Вокнаволокском комплексе (Фенноскандинавский щит) // Труды Карельского научного центра Российской академии наук. 2026. № 2. С. 124-128. DOI 10.17076/geo2161. – EDN CNTVVC.
7. Слабунов А.И., Максимов О.А., Сибелев О.С. Неоархейская надсубдукционная система (на примере Костомукшской и Вокнаволокской структур Карельского кратона) // В кильватере большого корабля: современные проблемы магматизма, метаморфизма и геодинамики: Мат-лы IV конф., посв. 90-летию со дня рождения заслуж. проф. МГУ Л.Л. Перчука. Черноголовка, 2023. С.45.
8. Connolly J.A. Multivariable phase–diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // Amer. J. Sci. 1990. V. 290. P. 666–718.
9. Warr L.N. IMA-CNMNC approved mineral symbols // Mineral. Mag. 2021. Vol. 85. P. 291–320. doi: 10.1180/mgm.2021.43
10. Holland T.J.B., Powell R. An improved and extended internally consistent thermodynamic dataset for phasesof petrological interest, involving a new equation of state for solids // J. Metamorph. Geol. 2011. V. 29. P. 333–383.
11. White R., Powell R., Johnson T. The effect of Mn on mineral stability in metapelites revisited: New a-x relations for manganese-bearing minerals // J. Metamorph. Geol. 2014. V. 32. № 8. P. 261–286.

Вторичное загрязнение и биохимические процессы в озере Имандра в период снижения антропогенной нагрузки

Льюмменс Е.О., Моисеенко Т.И.

Институт геохимии и аналитической химии им. В. И. Вернадского, koshakosha97@gmail.com

Введение. Донные отложения озер являются объектом, отражающим климатические изменения и антропогенную нагрузку за продолжительный период времени. Их послойный геохимический анализ позволяет реконструировать динамику состояния окружающей среды, однако интерпретация накопления элементов осложняется современными биогеохимическими и диагенетическими процессами. Особенно актуальны такие исследования для Арктики, где низкая способность экосистем к самоочищению повышает их уязвимость к загрязнению. Озеро Имандра, испытывавшее значительную нагрузку от горнодобывающих и металлургических предприятий, является перспективным объектом геоэкологических исследований. Цель работы — оценить изменения качества вод и донных отложений под влиянием антропогенной нагрузки и определить ключевые биогеохимические процессы, контролирующие миграцию и седиментацию элементов.

Объект и методы исследования. Озеро Имандра испытывало значительное техногенное воздействие с 1930–1940-х гг., достигшее максимума в 1970–1980-е гг. в результате деятельности горнодобывающих и металлургических предприятий. Основными загрязнителями являлись соединения меди, никеля, нефтепродукты и другие промышленные стоки, а также коммунальные и аэротехногенные выбросы. Введение очистных сооружений и оборотного водоснабжения в конце XX – начале XXI века привело к существенному снижению антропогенной нагрузки и улучшению качества воды, однако структура экосистемы и биогеохимические циклы озера по-прежнему отличаются от природного состояния (Моисеенко и др., 2002).

В работе обобщены результаты многолетних исследований озера Имандра 1978–2008 гг. и комплексной съемки 2018 г. В 2018 г. были исследованы пробы поверхностных и придонных вод, а также колонки донных отложений, отобранные на трех участках с различной степенью антропогенного воздействия: в заливе Монче, у о. Высокий и в условно фоновой зоне залива Кунчаст. Химический состав вод определяли по основным физико-химическим показателям и содержанию микроэлементов, а послойный элементный состав донных отложений — методом ICP-MS.

Результаты. В период максимальной антропогенной нагрузки (1970–1990-е гг.) в воде озера Имандра наблюдалось значительное увеличение содержания тяжелых металлов, особенно никеля, меди и цинка, а также основных ионов минерализации и фосфора. Наиболее выраженные изменения отмечены в заливе Монче, непосредственно испытывавшем влияние сточных вод промышленного комплекса. Снижение объемов промышленных сбросов и

внедрение очистных технологий в 1990–2018 гг. привели к существенному снижению концентраций загрязняющих веществ, однако содержание Ni, Cu, Pb и Sr по-прежнему превышает фоновые значения даже на удаленных участках озера. Одновременно отмечено увеличение общего содержания фосфора при снижении его биодоступных форм, что может свидетельствовать об усилении продукционных процессов в экосистеме.

Анализ Pb-210 позволил выделить фоновой, индустриальный и современный периоды формирования донных отложений. Несмотря на снижение загрязнения вод, в поверхностных слоях ДО сохраняются повышенные концентрации Ni, Cu, Zn, Pb и других элементов, особенно в заливе Монче. Загрязнение выявлено даже в условно фоновой зоне, что свидетельствует о его длительном накоплении и распространении аэротехногенным путем. В целом геохимическое состояние ДО окончательно не восстановилось вслед за улучшением качества воды.

Формирование и трансформация донных отложений озера Имандра определяются комплексом процессов седиментации, адсорбции, диффузии, окислительно-восстановительных реакций и микробиологической активности. Несмотря на значительное снижение поступления загрязняющих веществ со сточными водами, в поверхностных слоях ДО сохраняются высокие концентрации Ni, Cu и других металлов. Это связано с миграцией элементов из более глубоких загрязненных слоев к поверхности и их последующим осаждением на границе раздела «вода–ДО». Феномен редокс-цикла широко известен, он возникает в природных горизонтах озер, обогащенных органическим веществом и при отсутствии кислорода (Hongve, 1997; Newsome et al., 2020).

Дефицит кислорода в придонных горизонтах, накопление органического вещества и активность микроорганизмов способствуют развитию процессов раннего диагенеза и изменению подвижности элементов. В результате донные отложения могут длительное время сохранять способность к высвобождению и перераспределению загрязняющих веществ, формируя значимую внутреннюю нагрузку на экосистему. Таким образом, восстановление озера после снижения внешнего загрязнения ограничивается продолжающимися биогеохимическими процессами в донных отложениях (Рис. 1).

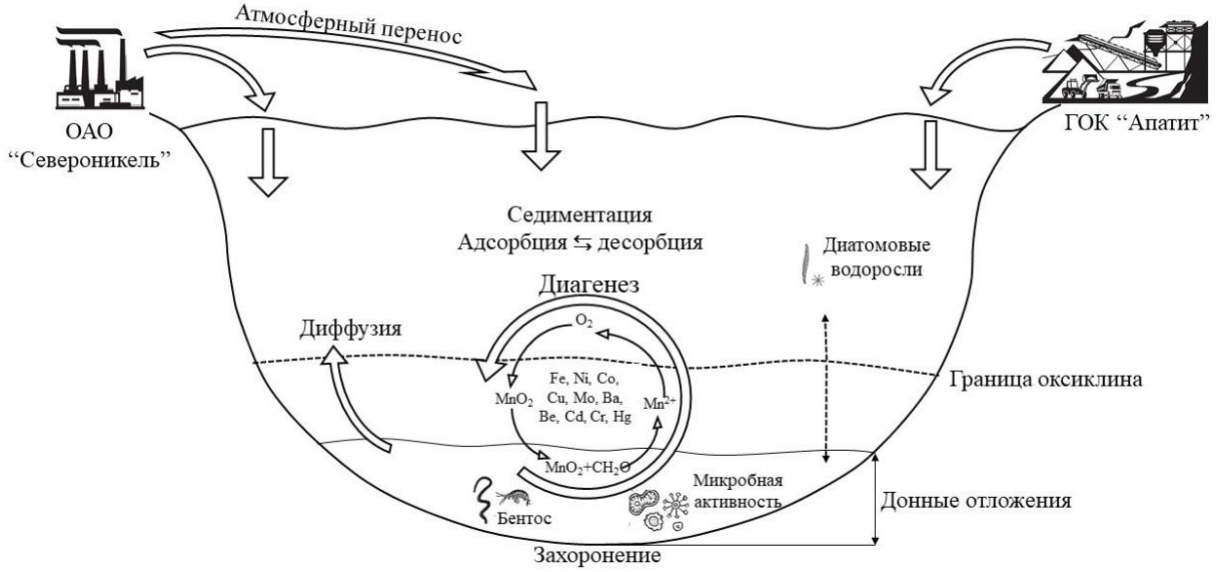


Рис. 1. Схематическое изображение ключевых биогеохимических процессов в исторически загрязненном озере Имандра. (Моисеенко, Льюмменс, 2024)

Таким образом, снижение антропогенной нагрузки за последние 30 лет привело к улучшению качества воды озера Имандра и снижению концентраций Ni и Cu. Одновременно рост продуктивности экосистемы изменил круговорот биогенных элементов.

Донные отложения сохраняют повышенное содержание токсичных металлов, особенно в поверхностных слоях. Их перераспределение определяется редокс-, диффузионными и микробиологическими процессами. Дефицит кислорода способствует мобилизации Fe, Mn, S и связанных с ними металлов, а активность микроорганизмов и бентоса усиливает раннедиагенетические преобразования. В результате сохраняется внутренняя нагрузка донных отложений на экосистему.

Список литературы

1. Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Лукин А.А., Кудрявцева Л.П., Ильящук Б.П., Ильящук Л.И., Сандимиров С.С., Каган Л.Я., Вандыш О.И., Шаров А. Н., Шарова Ю.Н., Королева И.Н. (2002) Антропогенные модификации экосистемы озера Имандра. М.: Наука (СПб.: Тип. Наука), 402 с.
2. Hongve D. (1997) Cycling of iron, manganese, and phosphate in a meromictic lake. Limnol Ocemogr. 42(4), 635–647.
3. Newsome L., Arguedas A., Coker V.S., Boothman C. & Lloyd J.R. (2020). Manganese and cobalt redox cycling in laterites; Biogeochemical and bioprocessing implications. Chemical Geology. 531, 119330.
4. Моисеенко Т.И., Льюмменс Е.О. Роль биогеохимических процессов в формировании вод и донных отложений в период снижения антропогенного загрязнения // Геохимия. 2024. № 69(1). С. 77–90. https://doi.org/10.1134/s0016702924010063

Анализ нерудного вещества и структурный контроль рудных тел Дукатского золото-серебряного месторождения как основа поисковых критериев

Мальцев Г.Г.

Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова, Москва, Россия;
georgiy_maltsev_jr@mail.ru

Введение. Дукатское золото-серебряное месторождение является одним из крупнейших в мире по запасам серебра (первоначально ~17 000 т) и расположено в центральной части Балыгычано-Сугойского прогиба Охотско-Чукотского вулканогенного пояса. Месторождение разрабатывается с 1970-х годов, однако поиски новых рудных тел на флангах и глубине требуют совершенствования прогнозных критериев. Основная проблема заключается в том, что значительная часть оруденения перекрыта более молодыми вулканитами (участок Смелый), что делает актуальным разработку комплекса структурных и минералого-геохимических индикаторов для обнаружения «слепых» рудных зон. В работе проведен анализ структурного контроля жильных тел четырех генераций и выполнено сопоставление их вещественного состава (по микрозондовым данным) с средними содержаниями Ag и Au для выявления поисково-значимых трендов.

Методика. Анализ нерудного вещества базируется на данных микрозондового анализа образцов месторождения Дукат. В исследовании участвуют образцы трех генераций жил: кварц-хлорит-адуляровой, кварц-родонитовой и кварц-сульфидной. Для каждого спектра было рассчитано число атомов на формульную единицу (АПФУ). Для хлоритов вода и OH рассчитаны по недостатку суммы до 100%, нормировка на 18 (O+OH) катионов; для слюд H_2O принята по разности до 100%, нормировка на 12 (O+OH); для карбонатов недостаток до 100% отнесен на CO_2, для сидерита нормировка на 3 катиона, для родохрозита – на 6; для псиломеланов приведен условный пересчет с добавлением H_2O, точная степень окисления Mn не установлена.

Для анализа корреляций бинарных отношений элементов с Ag были использованы данные содержаний Ag и Au СГГ ГОКа Дукат. Содержание Ag в образце рассчитывалось как среднее содержание данной генерации в рудном теле (из которого был взят образец). Таким образом получено 12 уникальных значений содержания Ag в группе (выборка образцов для микрозондового исследования включает 12 жил).

Статистическая обработка данных микрозондового анализа включала корреляционный анализ Пирсона, построение корреляционной матрицы, графиков бинарных отношений.

Структурный анализ выполнен с использованием геологических карт масштаба 1:200 000 и 1:100 000 с построением модели цветковой структуры растяжения.

Результаты. Структурный контроль обеспечивает зональное размещение генераций, причем сульфидные жилы, будучи самыми поздними, локализуются исключительно в северо-западном блоке (рис. 1).

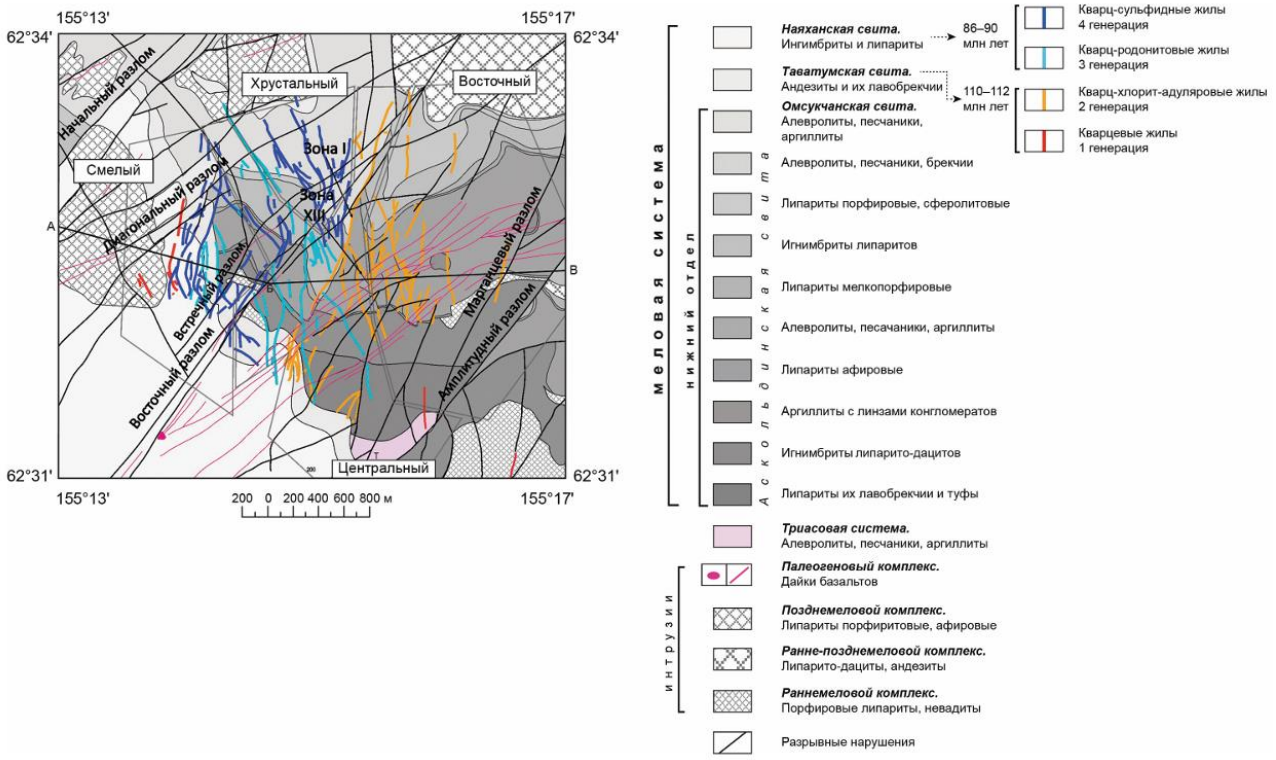


Рис. 1. Карта Дукатского месторождения с стадийностью образования жил (Мальцев, Якубчук, 2025).

Средние содержания Ag, Au (по данным СГГ ГОКа Дукат) максимальны в сульфидной генерации (Ag = 427 г/т, Au = 1.21 г/т), затем в родонитовой (Ag = 304 г/т, Au = 0.70 г/т), адуляровой (Ag = 210 г/т, Au = 0.82 г/т) и кварцевой (Ag = 108 г/т, Au = 0.48 г/т) (рис. 2). Таким образом, наиболее продуктивной является сульфидная стадия, что согласуется с ее финальным положением в эволюции системы.

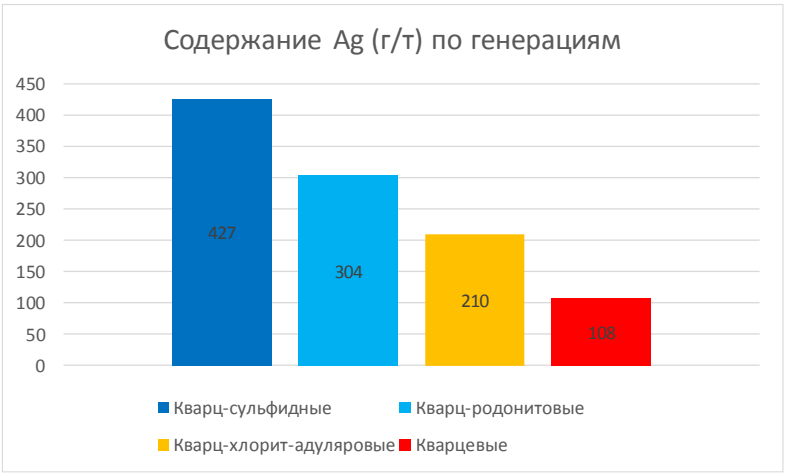


Рис. 2. Содержание Ag для каждой генерации жил

Корреляционный анализ (рис. 3) для нерудных минералов показал, что наибольшую связь с Ag (г/т) имеют отношения Fe/Ca в карбонатах (r = 0.74) и K/Na в полевых шпатах (r = 0.62). Отрицательные корреляции отмечены для Si/Al (r = -0.59), Mg/Fe (r = -0.61) и Mn/Fe (r = -0.63) в хлоритах. Однако все коэффициенты не достигают статистической значимости (p > 0.05) из-за малого объема данных. Наиболее устойчивые качественные тренды: падение K/Na

в родонитовой стадии (альбит), рост Mn/Fe и падение Si/Al и Mg/Fe в хлоритах при переходе от родонитовой к сульфидной стадии.

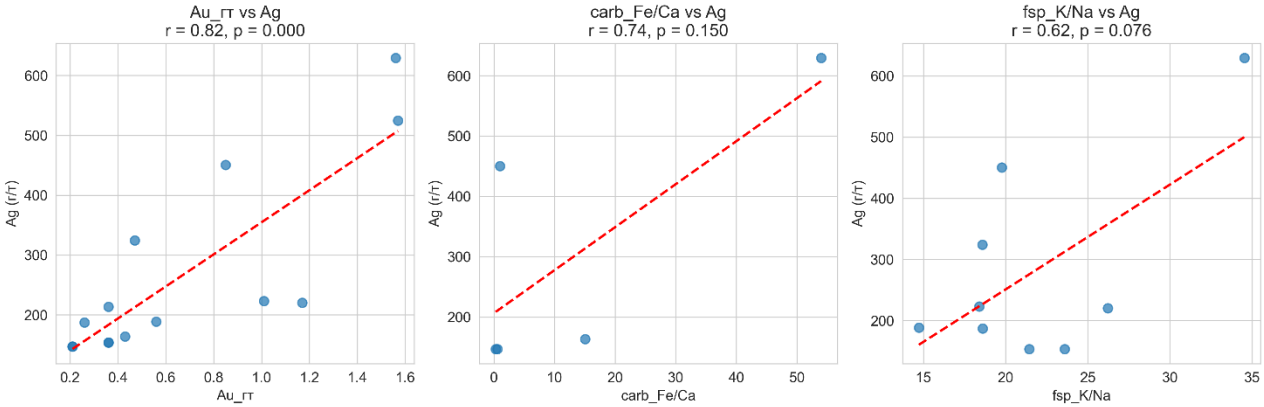


Рис. 3. Графиик корреляции

По предварительным данным, значения K/Na < 0.01 в полевых шпатах уверенно диагностируют альбит и родонитовую стадию; в хлоритах минимальные значения Si/Al (< 0.9) и максимальные Mn/Fe (> 0.08) тяготеют к сульфидной стадии, а Mn/Ca > 4.0 в гранатах, по единичным определениям, может служить дополнительным признаком. Все эти количественные ориентиры требуют проверки на расширенной выборке.

Список литературы

1. Бетехтин А.Г. Курс минералогии : учебное пособие. — М. : КДУ, 2007.
2. Мальцев Г.Г., Якубчук А.С. Дукатское золото-серебряное месторождение: структурный контроль жильных тел // Вестн. Моск. ун-та. Сер. 4. Геология. 2025. № 6. С. 102–108.

Виленгская свита палеопротерозоя (Ветреный пояс): петрогеохимическая характеристика и корреляция со стратотипом Онежской структуры

Павлов И.Д., Межеловская С.В., Юшин К.И.

МГРИ имени Серго Орджоникидзе, Москва, ilyapavlov1147@gmail.com

Разрешение стратиграфического парадокса осадочно-вулканогенного разреза Ветреного пояса, подробно описанного в (Межеловская и др., 2025), является важнейшей задачей для понимания геологической истории Балтийского щита в палеопротерозое. Наиболее важным оказалось детальное изучение метаосадочных образований нижней части виленгской свиты с анализом их состава, строения и структурно-текстурных особенностей, а также проведение сравнительного петрогеохимического анализа пород виленгской и заонежской свит, считающимися одновозрастными, для выявления сходств и различий в условиях седиментогенеза и источниках сноса.

В настоящей работе детальное петрографическое описание было выполнено для пород нижней части виленгской свиты по оригинальному каменному материалу, отобранному в центральной части структуры, на левом берегу р. Кожа, и на горе Голец. Верхняя же была ранее изучена в (Mezhelovskaya et al., 2024), где приводится ее краткая петрографическая характеристика.

Изученные породы нижней части виленгской свиты представлены метапелитами, метапсаммитами грауваккого состава и метаалевролитами.

Метапелиты характеризуются лепидонематогранобластовой, гомеобластовой, бластопелитовой и лепидобластовой структурами, горизонтально-слоистой, пологоволнистой и сланцеватой текстурами. Породы сложены кварцем (50 – 60%), игольчатым актинолитом (30

– 40%), гидрослюдами (до 50% в отдельных разностях), содержат в акцессорном количестве рудный минерал, гранат и биотит. В метапелитах с горы Голец отмечается повышенное содержание гидрослюд (до 50%) с выраженной параллельной ориентировкой, что свидетельствует об усилении сланцеватости под воздействием стресс-метаморфизма.

Метапсаммиты грауваккового состава состоит из слабохлоритизированных слюдисто-амфибол-кварцевых обломков. Имеет гранобластовую, гетеробластовую, среднепсаммитовую (размер большинства зерен 0.2–0.6 мм) и пойкиллитовую (кварц образует включения в других минералах) структуры, а также массивную и неясно слоистую текстуры. В породе присутствуют гранат и рассеянный рудный минерал, углеродистое вещество, гидроокислы железа. Также отмечаются длиннопризматические обломки минерала с веерообразным погасанием.

Отметим, что породы нижней части виленгской свиты испытали слабый метаморфизм (не выше зеленосланцевой фации), на что указывают присутствие большого количества гидрослюд и сохранность первичной слоистости.

Рентгенофазовый анализ (XRD) выявил неоднородность минерального состава изученных пород: одна из проб характеризуется повышенной гидрослюдизацией, что указывает на процессы выветривания; две другие пробы близки по составу (слюды, кварц, калиевый полевой шпат, амфибол), однако при микроскопическом изучении породы крайне отличны друг от друга. Дополнительное изучение на сканирующем электронном микроскопе (СЭМ) позволило установить следующие минеральные фазы: кварц, альбит, калиевый полевой шпат, биотит, мусковит, железистый амфибол, хлорит, альмандин, магнетит и ильменит.

Для двух проб метапелитов нижней части виленгской свиты был изучен под бинокуляром состав минералов тяжелой фракции. Фракции III–VI" выделены по размеру зерен (от крупной к мелкой). Во фракции III основу составляют серицит-амфиболовые обломки (99%) со сфеном (1%) и тонкозернистым кварцем в акцессориях. Амфибол в этой фракции представлен игольчатыми бледными зеленовато-белыми кристаллами, а сфен – тонкокристаллическими бурыми агрегатами с сильным блеском. Во фракциях IV–V ассоциация усложняется: к обломкам добавляются единичные зерна пирита, кварца и следовые количества циркона. Фракции VI и VI" практически полностью (до 100%) сложены удлиненным полупрозрачным апатитом. Суммарно по всем фракциям преобладают серицит-амфиболовые обломки (89.1%) и серицит-амфиболовые сростки (9.3%), апатит составляет около 0.6%, сфен – около 1%, кварц и циркон отмечены в следовых количествах. В тяжелой фракции другой пробы доминируют слюдисто-амфибол-кварцевые обломки (от 50 до 100%), представленные плотными серо-черными до черных агрегатами с тонкой вкрапленностью черной слюды. В V фракции эти обломки слагают 100% материала. В VI фракции к ним добавляются единичные зерна пирита, циркона и серебристые пластинки (вероятно, мусковит). В VI" фракции, помимо обломков (50%), диагностированы апатит (35%), карбонат (15%, белый и красноватый, ожелезненный), а также единичные зерна эпидота, кварца и циркона. Суммарно по всем фракциям слюдисто-амфибол-кварцевые обломки составляют 98.4 %, апатит – 1.15%, карбонат — 0.49%, прочие минералы – в следовых количествах.

Для пород виленгской и заонежской свит по валовой химии впервые рассчитаны MINLITH-нормативные минеральные ассоциации. Применение результатов данного метода позволяет получить дополнительную информации о палеогеографических и палеогеодинамических условиях формирования исходных осадочных пород, принимающих участие в строении древних седиментогенных метаморфических комплексов (Седиментация в раннем докембрии..., 2006).

Среди метапелитов и метаалевролитов нижней части виленгской свиты наблюдается множество разновидностей: кварц-полевошпатовые со смешаннослойными минералами, кварц-полевошпат-хлорит-иллитовые, кварц-полевошпат-иллит-хлоритовые. Среди карбонатов выделяются кальцит, анкерит, доломит, иногда родохрозит. В некоторых породах отмечается

повышенное содержание гетита. Метапесчаники верхней части виленгской свиты являются полевошпат-кварцевыми с различными смешаннослойными минералами, представленными иллитом, монтмориллонитом, хлоритом. Карбонаты же представлены анкеритом и кальцитом с примесью родохрозита.

Наличие хлорита, иллита и монтмориллонита в одной породе указывает на то, что в ней были слюды и амфиболы; но в породах преимущественно развит иллит, что по совокупности данных дает возможность предполагать средне-кислый состав протолита с небольшой долей участия пород основного состава. Он также указывает на изменение первичных полевых шпатов в процессе выветривания. Апатит присутствует во всех образцах в акцессорном количестве.

Заонежская свита неоднородна. Для метатуфоалевролитов характерно высокое содержание кварца и иллита. Большинство пород серпентинизированы, среди карбонатов выделяются доломит и анкерит. Также содержится гетит, местами его содержание превышает 10%. Шунгитсодержащие породы по-прежнему иллит-кварцевые, но число полевых шпатов местами увеличивается. Основным карбонатом является доломит, который присутствует во всех породах. Кальцит не встречается вовсе, но в одной пробе есть ранее не встречавшийся сидерит, а также присутствуют анкерит и родохрозит. В лидитах, помимо кварца, выявляются в некоторой степени иллит, серпентин, гетит, карбонаты в двух из трех образцов представлены доломитом, кальцитом, анкеритом, остальные минералы представлены в акцессорном количестве.

С высокой уверенностью можно сказать, что протолиты пород заонежской свиты имели основной состав (вероятно, граувакки), иначе трудно объяснить наличие большого количества Mg-Fe минералов. Первичные полевые шпаты либо подверглись сильным изменениям в процессе выветривания и замещения их иллитом, либо вовсе не встречаются среди породообразующих. Апатит не встречается даже среди акцессорных.

По диаграмме полевые шпаты – глинистые минералы – кварц (Pettijhon et al., 1972, с изменениями по Розен, Димрот, 1982) можно сказать, что фигуративные точки пород виленгской и заонежской попадают преимущественно в поля граувакк и граувакковых пелитов. По диаграмме карбонатные – глинистые – обломочные компоненты (Розен, Злобин, 1989) можно судить о том, что протолиты имели пелито-псаммитовый состав, карбонатный материал не является породообразующим, что указывает на мелководную прибрежно-морскую среду осадконакопления.

Нами были построены различные диаграммы, необходимые для классификации пород, определения условий осадконакопления и возможных источников сноса.

Тонкозернистые породы нижней части виленгской свиты и заонежской свиты относятся к петрогенным образованиям первого цикла седиментации (ICV > 1), что указывает на их низкую степень переработки и поступление материала преимущественно от магматических источников, а не за счет длительного переотложения кор выветривания.

При сравнении тонкозернистых пород виленгской и заонежской свит на модульных диаграммах (Юдович, Кетрис, 2000) наблюдается сходство в характере распределения фигуративных точек, необходимых для выявления «камуфлированной» пирокластики. Однако имеются кардинальные различия в значениях отношения Na_2O/K_2O, что свидетельствует о разном составе пирокластического компонента: для виленгской свиты характерна основная-средняя пирокластика ($Na_2O/K_2O > 1$), тогда как для заонежской $Na_2O/K_2O < 1$, что указывает на K-метасоматоз.

Положение фигуративных точек на дискриминантной диаграмме F1 – F2 (Roser, Korsch, 1988) не дает однозначного подтверждения схожести продуктов разрушения из различных питающих провинций, слагающих породы данных свит, что дополнительно подчеркивает их различия.

Весьма действенным инструментом при анализе процессов выветривания на палеоводосборах и, соответственно, палеоклиматических обстановок накопления осадочных толщ является тройная диаграмма A – CN – K (по первым буквам петрогенных оксидов; Nesbitt, Young, 1982; Fedo et al., 1995). На ней формирующиеся при процессах выветривания обогащенные Al фазы (каолинит, гиббсит, хлорит и др.) локализуются примерно параллельно стороне A – CN с величиной смещения в сторону вершины A, прямо пропорциональной степени преобразования исходного субстрата. Смещение же фигуративных точек в сторону полюса K обусловлено, как правило, постседиментационным K-метасоматозом (Fedo et al., 1995; Bhat, Ghosh, 2001). Тренд выветривания пород виленгской свиты идет параллельно стороне A – CN с величиной смещения в сторону вершины A, прямо пропорциональной степени преобразования исходного субстрата, начинаясь между плагиоклазом и смектитом, значит, они обогащены Al фазой и не претерпели K-метасоматоза. Напротив, тренд выветривания пород заонежской свиты идет в диагональном направлении, от гранодиорита к иллиту, значит, произошло насыщение калием.

Для оценки источников сноса пород нижней части виленгской свиты использованы индикаторные отношения элементов-примесей, значения которых для референтных объектов приведены по Condie, 1993. Для кислых магматических образований (граниты, гранодиориты) характерны на один-два порядка более высокие, нежели для пород основного состава, значения отношений Th/Sc, La/Sc, La/Co, Th/Co, Th/Cr и V/Ni (McLennan et al., 1993; Condie, 1993; Rollinson, 1994; Интерпретация…, 2001; Geochemistry…, 2003) и, наоборот, основные магматические породы имеют на один-два порядка более высокие значения Cr/Zr, Cr/V и ряда других индикаторных отношений (Маслов и др., 2020). По совокупности показателей наиболее уверенно выявляется ассоциация андезитов позднего архея, а также ассоциации раннепротерозойских граувакков и кратонных сланцев протерозоя, не нарушающих логичность картины. Состав пород из источника сноса, вероятно, средний (андезитовый), при этом полученные значения не позволяют однозначно связать источник с конкретным возрастным уровнем (архейским или протерозойским), так как андезитовые магматические серии характерны для обоих этапов развития континентальной коры.

Работа выполнена в рамках Программы поддержки молодежной науки «Научный старт», утвержденной приказом ректора МГРИ от 2026 г.

Список литературы

1. Интерпретация геохимических данных / Под ред. Е.В. Склярова. М.: Интермет Инжиниринг, 2001. 288 с.
2. Маслов А.В., Мельничук О.Ю., Мизенс Г.А., Титов Ю.В., Червяковская М.В. Реконструкция состава пород питающих провинций. Статья 2. Лито- и изотопно-геохимические подходы и методы // Литосфера. 2020. Т. 20. № 1. С. 40-62.
3. Межеловская С.В., Павлов И.Д., Юшин К.И. Строение и стратиграфическая позиция виленгской свиты Ветреного пояса: новые данные и противоречия в корреляции палеопротерозойских комплексов // Материалы научно-практического форума с международным участием «Современные вопросы литологии, морской геологии, геохимии и петрофизики – 2026». Москва: МГУ, 2026. С. 166-169.
4. Розен О.М., Димрот Э. Древние метаморфизованные граувакки в основании континентальной коры: исследование первичного минерального состава (на примерах Канады и СССР) // Осадочная геология глубокометаморфизованных комплексов. М.: Наука, 1982. С. 155-179.
5. Розен О.М., Злобин В.Л. Карбонатные отложения гранулитовых и зеленокаменных поясов раннего архея // Экзогенное породо- и рудообразование в докембрии. М.: Наука, 1989. С. 52-64.
6. Седиментация в раннем докембрии: типы осадков, метаморфизованные осадочные бассейны, эволюция терригенных отложений. М.: Научный мир, 2006. 400 с.
7. Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Основы литохимии. СПб.: Наука, 2000. 479 с.
8. Bhat M.I., Ghosh S.K. Geochemistry of the 2.51 Ga old Rampur pelites, western Himalayas: implications for their provenance and weathering // Precambrian Research. 2001. V. 108. P. 1-16.
9. Condie K.C. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales // Chemical Geology. 1993. V. 104. P. 1-37.
10. Fedo C.M., Nesbitt H.W., Young G.M. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosoils, with implications for paleoweathering conditions and provenance // Geology. 1995. V. 23. P. 921-924.

11. Geochemistry of Sediments and Sedimentary Rocks: Evolutionary Considerations to Mineral Deposit-Forming Environments / Ed. D.R. Lentz. Geological Association of Canada, GeoText 4, 2003. 184 p.
12. McLennan S.M., Hemming S.R., McDaniel D.K., Hanson G.N. Geochemical approaches to sedimentation, provenance and tectonics // Processes controlling the composition of clastic sediments / Eds M.J. Johnsson, A. Basu. Geol. Soc. Am. Spec. Pap., 1993. V. 284. P. 21-40.
13. Mezhelovskaya S.V., Asafov E.V., Koshlyakova A.N., Tobelko D.P., Mezhelovsky A.D., Sobolev A.V. Metasandstones of the vilenga formation of the Vetrenyi belt: composition, isotopic–geochronological characteristic, and provenances // Doklady Earth Sciences. 2024. V. 517. № 1. P. 1082-1088.
14. Nesbitt H.W., Young G.M. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites // Nature. 1982. V. 299. P. 715-717.
15. Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. New York: Springer-Verlag, 1972. 618 p.
16. Rollinson H.R. Using geochemical data: evaluation, presentation, interpretation. Essex: London Group UK Ltd., 1994. 352 p.
17. Roser B.P., Korsch R.J. Provenance signatures of sandstone–mudstone suites determined using discriminant function analysis of major-element data // Chemical Geology. 1988. V. 67. P. 119-139.

Принципы учета неопределенностей геологического строения при многовариантном моделировании на разной степени геолого-геофизической изученности (на примере континентальных верхне-среднеюрских отложений ЯНАО и Томской области)

***Переплеткин И.А.*[1,2]**

[1] *Группа компаний «Газпром Нефть», perepletkin.ia@gmail.com*
[2] *Российский государственный университет (национальный исследовательский университет) нефти и газа им. И.М. Губкина*

Введение. Среднеюрские отложения тюменской свиты в Западной Сибири отличаются слабой выдержанностью по латерали и по вертикали, а также высокой степенью неоднородности (Иванчик и др., 2022). На процесс осадконакопления влияет комплекс факторов, таких как различная геометрия русел и их конфигурация, скорость течения, зернистость материала и т.д. (Фёдорова и др., 2016). Дополнительный фактор, влияющий на неоднородность геологического строения – это изменчивый рельеф на момент осадконакопления (Schumm, 1985), что приводит к вариативности фильтрационно-емкостных свойств (ФЕС) в пределах одного и того же руслового тела (Переплеткин, Хафизов, 2026).

Концептуальные особенности осадконакопления русловых отложений тюменской свиты влекут за собой не только риски при прогнозировании коллектора и оценке ресурсного потенциала, но и при подборе параметров разработки (Переплеткин, Захарова, 2025). Это связано со сложностью прогноза ФЕС коллекторов, низкой продуктивностью, высоким риском отсутствия связи между добывающими и нагнетательными скважинами, неполным вовлечением запасов в разработку и, как следствие, высокой вероятностью получения нерентабельных значений накопленной добычи на скважину (Космачева и др., 2025).

Изучение геологического строения и дальнейший процесс подготовки программы ГРР (в частности, поиск зон для поисково-разведочного бурения) на отложения данного генезиса достаточно проблематичны. Ввиду крайне высокой литологической изменчивости, уплотнение сетки скважин практически не снимает большинство геологических рисков. Следовательно, наиболее эффективный инструмент для прогноза свойств и перспектив – это динамическая интерпретация данных площадной 3D- сейсморазведки (3D СРР), по результатам которой появляется возможность геометризации и прогноза свойств русловых отложений. При отсутствии 3D СРР картирование русловых тел в пространстве практически невозможно, существуют инструменты нормировки атрибутов, однако их результативность релеванта только на качественном уровне при достаточной выборке скважинных данных (Переплеткин, 2025в).

Описание техники моделирования и апробация методик. В данной работе автором предложен комплекс методик, направленный на возможность многовариантной оценки ресурсного потенциала на примере участков как с наличием, так и отсутствием 3D СРР. Для

апробации методики выбраны участки в ЯНАО (покрытие 3D СРР 50% площади, пробурена 1 скважина в пределах участка) и Томской области (не покрыт 3D СРР, 6 скважин).

При возможности закартировать контрастные границы русловых тел по данным 3D СРР предлагается методика оценки эффективных нефтегазонасыщенных толщин, основанная на комплексном анализе данных с акцентом на анализ пространственного положения тел на седиментационных слайсах, с учетом концептуального строения русловых систем. Первоначально для каждого объекта создается карта со значением равным количеству слайсов, на которых виден объект. Далее полученные карты для всех выделенных объектов суммируются. Таким образом мы видим зоны, где объекты прослеживаются чаще и имеют большую долю относительно общей мощности пласта. Находится коэффициент для линейного преобразования полученной карты к минимуму и максимуму в распределении параметра песчанистости. Данная карта используется в качестве тренда для стохастичного двумерного моделирования распространения песчанистости. Сама карта строится на основе распределения коэффициента песчанистости по аналогам, ранги выбираются по диапазону направлений простирания единичных русловых объектов. При умножении на карту общих толщин получаем карту эффективного объема. Распространение продуктивного объема (пункт 6) реализуется в четырех возможных сценариях (рис. 1).

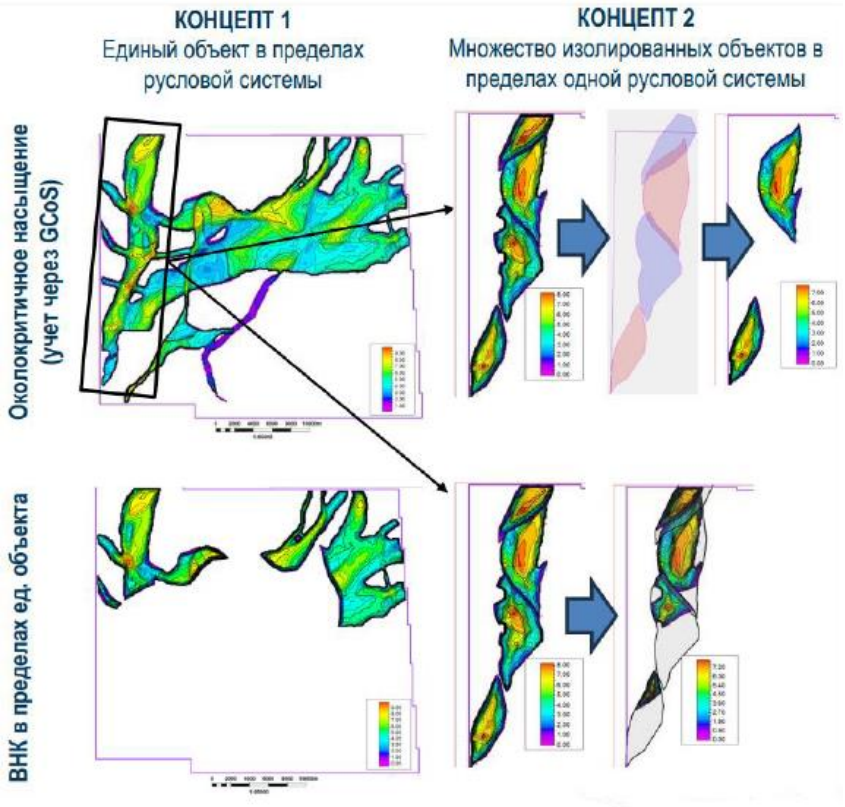


Рис. 1. Возможные сценарии прогноза эффективных нефтегазонасыщенных толщи

Аналогичные операции проведены для оценки флюидонасыщенных объемов поясов меандрирования (Переплеткин, 2025б). Пример картирования представлен на рис. 2 на примере различных интервалов в одном из пластов. Отличительной особенностью методики является формирование трендов с учетом доли мощности объекта (единичной меандры) по анализу седиментационных слайсов. Форма тренда соответствует процессу латеральной аккреции (последовательное смещение). Принцип расчета подробнее описан в работе (Переплеткин, 2025а).

При невозможности закартировать русла в условиях отсутствия 3D СРР предложен подход, учитывающий диапазон пропорции (доли) русловых тел в пространстве, оцененный по данным ближайшего более изученного месторождения-аналога (рис. 3, а). Область поиска и доля «русловой» фации соразмерна со структурами, выделяемыми на оцениваемом участке.

При этом возможны «стресс-сценарии» в отдельных реализациях в рамках многовариантного расчета с наличием только одной фации в пределах структуры (подтверждается в разбуренных областях в периметре ближайших участков, покрытых 3D СРР). Для небольших по площади ловушек выше шанс выпадения большого значения доли русла.

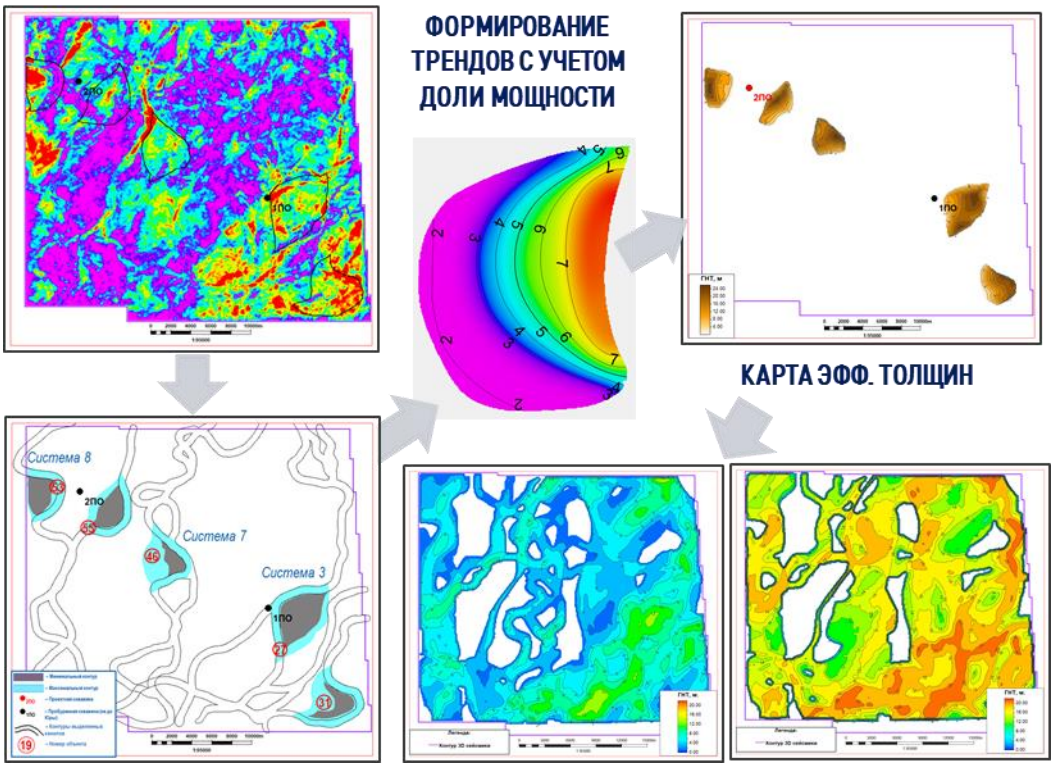


Рис. 2. Принцип многовариантного моделирования поясов меандрирования

В пределах участка по данным керна и электрофациального анализа отмечается развитие врезанных долин (наилучший коллектор), а также области «фоновой» фации (коллектор с ухудшенными ФЕС), представляющую собой прибрежно-морскую равнину, ассоциированную с развитием волновой дельты с влиянием приливно-отливных течений; перспективные объекты приурочены к барьерным островам и вдольбереговым барам, а области глинизации приурочены к развитию забаровых лагун (Schumm, 1985). Данные контрасты свойств учтены в таких подсчетных параметрах, как коэффициенты песчанистости (рис. 3, б, в), а также (в меньшей степени) пористости и нефтегазонасыщенности. Представленные распределения построены на основе анализа залежей с более чем 20 одновозрастных разрабатываемых месторождений-аналогов в регионе с единой обстановкой осадконакопления согласно региональным концептуальным схемам (Казаненков, 2024; Конторович и др., 2013; Шиманский и др., 2023).

Дополнительно, ввиду наличия областей глинизации, подтвержденных по данным собственных скважин и аналогов, предусмотрена обрисковка по показателю неповсеместности распространения коллектора (рис. 3, г), который рассчитывается как доля площади структуры, занятая коллектором, к общей площади структуры (по последней замыкающей изолинии). Данное распределение сформировано также на основании аналогов по анализу геологических 3D-моделей (более точная оценка) и подсчетных планов (при отсутствии другой информации).

Таким образом, методика расчета сводится к четырем основным этапам:

а) вариация структурного плана и площади ловушек с получением набора карт общих толщин по последним замыкающим изолиниям, снимаемым с каждой из измененной карт кровли;

б) учет доли русловой фации;

в) расчет значений средних нефтегазонасыщенных толщин по фациям по формуле:

$$H_{prod} = H[Prop_{Channel} NTG_{channel} + (1 - Prop_{Channel}) NTG_{non-channel}],$$

где H – среднее значение карты общих толщин, $Prop_{Channel}$ – пропорция (доля) русловой фации из распределения, $NTG_{channel}$, $NTG_{non-channel}$ – значения коэффициента песчанистости для части русловой и внерусловой фации из соответствующих распределений;

г) учет неповсеместности распространения коллектора (данный понижающий коэффициент накладывается только на «фоновую» фацию).

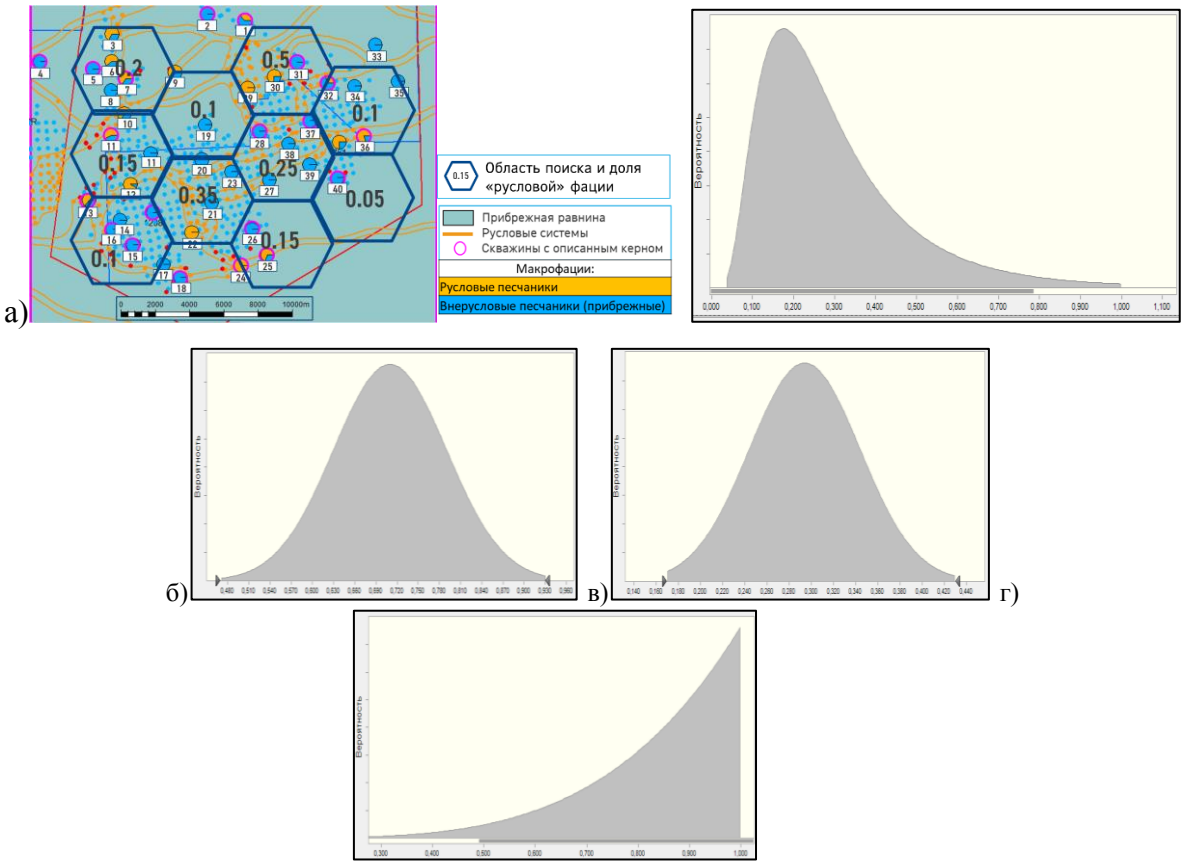


Рис. 3. а) Распределение доли русловой фации и обоснование на примере аналога; распределения значений песчанистости для б) русловой фации, в) «фоновой» фации прибрежно-морской равнины; г) распределение коэффициента неповсеместности распространения коллектора

Пункты б)-г) выполняются аналитически (в 1D-формате), ввиду невозможности обоснования доли и границ контрастных объектов в пределах оцениваемой структуры.

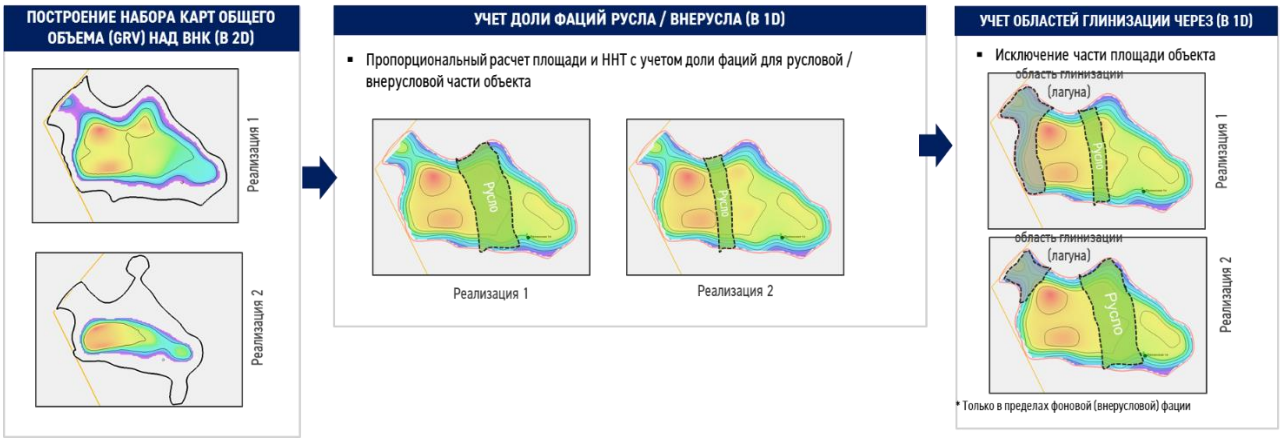


Рис. 4. Принцип последовательного многовариантного расчета продуктивных объемов

Список литературы

1. Иванчик А.В., Шулик С.И., Хакимов И.А. Прогноз коллекторов в аллювиальных фациях тюменской свиты на основе данных сейсморазведки МОГТ 3D // Нефтяное хозяйство. 2022. № 5. с. 65-68.
2. Казаненков В.А. Геология, палеогеография и нефтегазоносность малышевского горизонта (верхний байос-бат) Западной Сибири. Дис. на соиск. уч. ст. доктора г.-м. наук. Новосибирск: ИНГГ СО РАН, 2024. 586 с.
3. Конторович А.Э. и др. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в юрском периоде // Геология и геофизика. 2013. Т.54, №8. С. 972-1012.
4. Космачева М.С. и др. Альтернативный подход к восстановлению относительных фазовых проницаемостей в препроцессинге создания гидродинамических моделей на основе лабораторных исследований керна // Экспозиция Нефть Газ. 2025. №6 (116). С. 71-78.
5. Переплеткин И.А., Хафизов С.Ф. Разработка универсальных методик многовариантных расчетов эффективного нефтегазонасыщенного объема объектов сложного геологического строения // Нефтяное хозяйство. 2026. № 5. С. 47-53.
6. Переплеткин И.А. Разработка универсальных методик и рекомендаций к учету неопределенностей структурных построений объектов сложного геологического строения // Нефть и газ: технологии и инновации. Материалы Международной научно-практической конференции. Тюмень: ТИУ, 2025а. С. 32-36.
7. Переплеткин И.А. Учет неопределенностей геологического строения в рамках прогноза пространственного распространения эффективного объема // Нефть и газ: технологии и инновации. Материалы Международной научно-практической конференции. Тюмень: ТИУ, 2025б. С. 32-36.
8. Переплеткин И.А. Нормирование сейсмических атрибутов с целью усовершенствования прогноза границ распространения коллектора в литологически экранированных объектах // Теория и практика разведочной и промысловой геофизики. Сборник научных трудов по материалам XIII Всероссийской научно-практической конференции с международным участием. Пермь: ПНГИУ, 2025в. С. 161-171.
9. Переплеткин И.А., Захарова О.А. База алгоритмов вероятностной оценки ресурсной базы объектов различного генезиса // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXVI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 2025. С. 61-65.
10. Фёдорова М.Д. и др. Тюменская свита: методология создания концептуальных геологических моделей // Oil & Gas Journal Russia. 2016. №11. С. 60–63.
11. Шиманский В.В. и др. Палеогеография юры и нижнего мела Западно-Сибирской нефтегазоносной провинции: в 2 кн. Санкт-Петербург: Реноме, 2023. 233 с.
12. Schumm S. Patterns of Alluvial Rivers // Annual Review of Earth and Planetary Sciences. 1985. No. 13(5). 10 p.

Проектирование систем наблюдений для изучения верхней части разреза с применением донных сейсмических регистраторов

Рахимов Х.Ш.[1], Половков В.В.[1], Потемка А.К.[2]

[1] Санкт-Петербургский государственный университет, rkhsh1@mail.ru, v.v.polovkov@gmail.ru
[2] ООО «СПЛИТ»

Введение. Изучение верхней части геологического разреза (ВЧР) является одной из приоритетных задач инженерной геофизики, особенно в условиях активного освоения шельфовых зон (Левин и др., 2022). Детальная информация о строении приповерхностных отложений необходима для обеспечения безопасности буровых работ, проектирования объектов донной инфраструктуры, а также для выявления опасных геологических процессов, таких как палеоврезы, зоны газонасыщения и грубообломочные отложения (Левин и др., 2022; Пономаренко и др., 2025). Однако традиционные методы сейсморазведки высокого разрешения (НСАП, ССВР) часто оказываются малоэффективными в сложных сейсмогеологических условиях – например, при наличии газонасыщенных осадков, которые приводят к сильному затуханию и рассеянию высокочастотного сигнала (Левин и др., 2022). В таких ситуациях на первый план выходят методы анализа поверхностных волн (волны Рэлея на суше и волны Шольте на акватории), несущие информацию о скоростях поперечных волн (*Vs*). Перспективным подходом является поверхностно-волновая томография (*SWT*), позволяющая по временам пробега строить трехмерные распределения *Vs* (Левин и др., 2022; Половков и др., 2025). В работе демонстрируется ее применение в инженерной сейсморазведке, где метод дает лучшее пространственное разрешение, чем метод *MASW* (Половков и др., 2025). Объект исследования – арктический шельф, где геологическая среда

формируется под воздействием комплекса природных рисков, связанных с бурением верхнего ствола скважины и установкой буровой платформы.

Цель работы: оценить горизонтальную разрешающую способность поверхностно-волновой томографии при различных параметрах систем наблюдения с донными станциями на равномерных сетях для полигона 10×10 км и установить зависимость от шагов пункта приема и взрыва.

Методика оценки горизонтально разрешающей способности поверхностно-волновой томографии. В данной работе использовались данные 3D МОВ-ОГТ с донными станциями. Исследуемая область представляет собой участок грунта, находящийся в пределах расположения измерительного оборудования. Ключевыми параметрами конфигурации системы наблюдения являются интервал между источниками, расстояние между приемниками, а также взаимное расположение линий возбуждения и регистрации (Левин и др., 2022; Пономаренко и др., 2025; Бондарев, 2003). Под разрешающей способностью здесь будем понимать минимальный размер аномалии, который уверенно восстанавливается. Суть моделирования состоит в том, что двумерная или трехмерная среда разбивается на ячейки, а на ее основе создается синтетическая модель, в которой каждой ячейке присваивается два разных значения скорости в соответствии с последовательностью шахматной доски. Для такой синтетической модели по исходному набору трасс рассчитываются времена пробега волн. Затем с применением алгоритма, разрешающую способность которого необходимо выяснить, строится решение задачи по рассчитанным временам пробега. Результат сравнивают с исходной моделью. Тем самым предсказываются области повышенных и пониженных скоростей (Левин и др., 2022; Винник, 2020). Для автоматизации расчетов были разработаны программы на языке *Python* с использованием библиотек *Pandas, NumPy, Matplotlib.* Генерировались файлы скоростных моделей с заданными размерами аномалий и системы наблюдений с различными шагами между линиями источников и приемников. Обработка выполнялась в пакете *Xtomo-LM 3*, где решалась обратная кинематическая задача томографии с регуляризацией (α = 1, β = 1, количество итераций – 400):

$$|\Delta T - D * \Delta V|^2 + \alpha * R(\Delta V) \longrightarrow min. \quad (1)$$

где R – известная выпуклая функция k переменных. Действительное число α > 0 называется параметром регуляризации. Его следует выбрать настолько большим, чтобы целевая функция стала выпуклой. Функция R называется регуляризатором или стибилизатором для задачи 1 (Винник, 2020).

В геофизических приложениях томографии, особенно в глубинных исследованиях, оптимальным является направленный глушитель осцилляций R_e (evening damper) (поскольку в земной коре вертикальный градиент скорости много больше латеральных изменений) (Винник, 2020):

$$R_e(\Delta V) = R_d(\Delta V) + \beta * |(\Delta V)_x|^2 + |(\Delta V)_z|^2 \quad (2)$$

В основе кинематической томографии, используемой в данной работе, лежит лучевое приближение, которое описывает распространение сейсмических волн в терминах траекторий лучей и времен пробега. Это приближение является фундаментальным для решения как прямой, так и обратной кинематической задачи (Винник, 2020; Боганик и др., 2006).

Центральное место в лучевом приближении занимает принцип Ферма, согласно которому реальный луч, соединяющий источник и приемник, распространяется по траектории, на которой время пробега волны принимает экстремальное (как правило, минимальное) значение по сравнению со всеми бесконечно близкими путями (Винник, 2020; Боганик и др., 2006).

Результаты численного моделирования. Рассмотрена серия систем наблюдений по равномерной сети. Оптимальное удаление пар источник-приемник 200-500 м. Фиксировался

шаг пункта взрыва (ПВ = *const*) и разрежалась система наблюдения путем изменения шага пункта приема (ПП):

- Система 1 → *const* ПВ = 50 м. ПП = 25; 100; 200; 300 м
- Система 2 → *const* ПВ = 150 м. ПП = 25; 100; 200; 300 м
- Система 3 → *const* ПВ = 250 м. ПП = 25; 100; 200; 300 м

Параметр регуляризации (α) подбирается эмпирически: его увеличение сглаживает модель, а уменьшение выявляет слабоконтрастные аномалии, ценой появления артефактов. Оптимальное значение определяется индивидуально для каждой задачи. (Левин и др., 2022; Винник, 2020). Из рис. 1 видно, что при α = 5 модель не восстановилась – шахматная структура отсутсвует, в отличие от результата при α = 1.

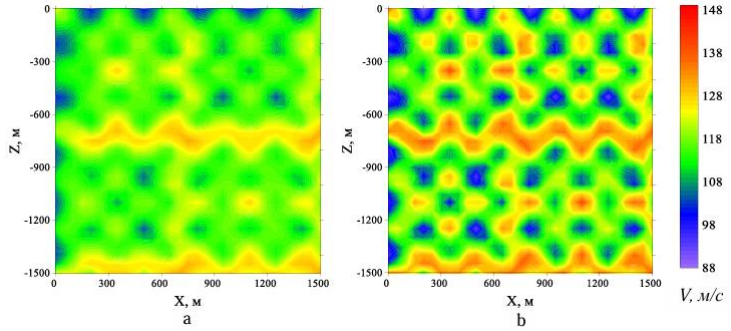


Рис. 1. Итоговые модели при α = 5 (a) и α = 1 (b)

Ограничение диапазона удалений источник–приемник необходимо не только для экономии ресурсов (так как существует ограничение по количеству лучей), а для получения корректной модели. Если использовать все возможные пары источник–приемник, длинные лучи пересекают среду насквозь, что заставляет алгоритм усреднять скорости вдоль всей траектории. В результате локальные неоднородности «размываются», модель теряет контрастность и становится малоинформативной. (Бондарев, 2003; Буров и др., 2015).

Восстановление модели выполнялось для различных диапазонов удалений источник–приемник (рис. 2). Использование полной системы (без удалений) приводит к размытию изображения из-за усреднения скоростей вдоль длинных лучей. Наилучший результат для системы наблюдения (шаг ПВ = 20, шаг ПП = 100) получен в диапазоне 100–260 м, где достигается оптимальный баланс между детальностью и устойчивостью решения: четко восстанавливается шахматная структура, границы аномалий выражены резко. При удалениях 500–660 м шахматность фиксируется, однако скоростные контрасты восстанавливаются хуже.

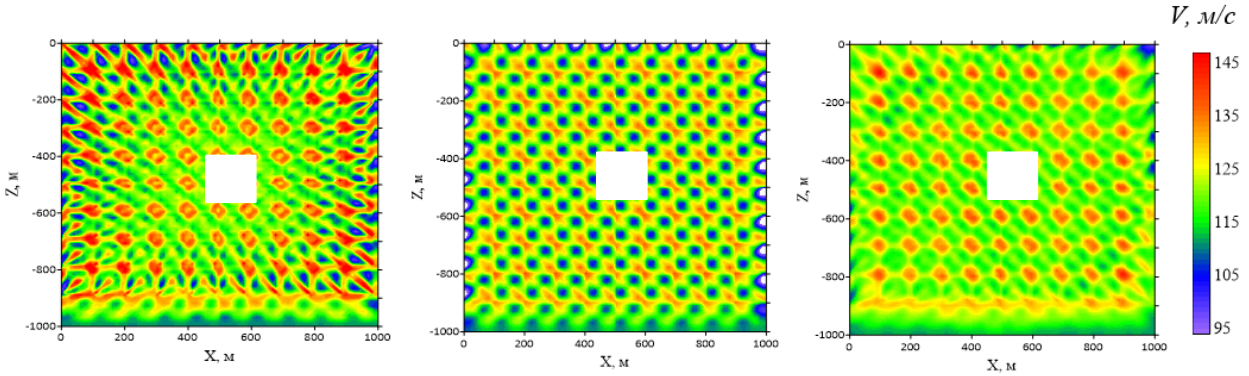


Рис. 2. Итоговые модели при аномалии 50 м с разными удалениями. a – полная система, b – удаление 100-260 м, c – 500-660 м

Оптимальный диапазон удалений источник–приемник подбирается эмпирически для каждой системы: минимум должен обеспечивать достаточное число лучей, а максимум – не превышать порога размытия. Качество модели определяется не количеством лучей, а их пространственной привязкой.

Для равномерной сети установлена линейная зависимость разрешающей способности от шага ПП (рис. 3); коэффициент детерминации $R^2 > 0.99$ подтверждает высокую степень корреляции. Разрешающая способность метода напрямую связана с количеством трасс, покрывающих исследуемую область: чем чаще шаг между ПП и ПВ, тем больше трасс, тем выше возможная детальность. В отличие от *MASW*, где используются только продольные системы, *SWT* задействует все пары источник–приемник в пределах заданного диапазона удалений, что обеспечивает более высокую детальность.

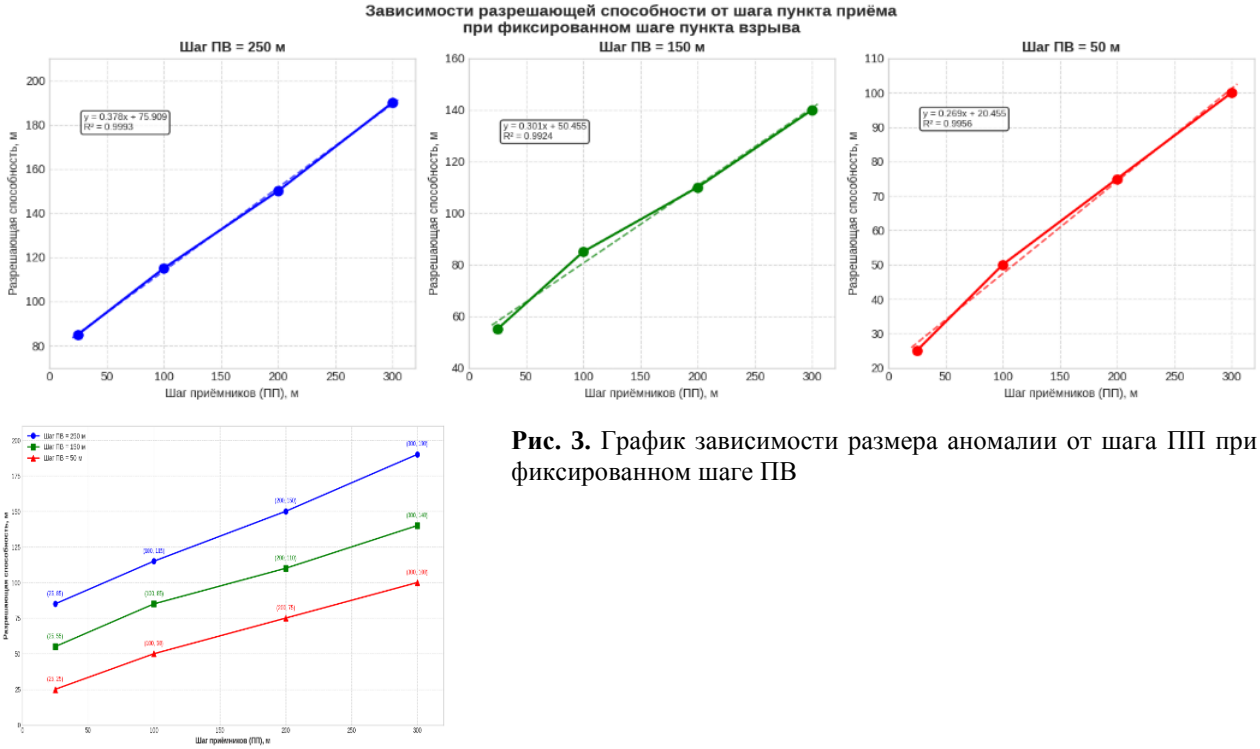


Рис. 3. График зависимости размера аномалии от шага ПП при фиксированном шаге ПВ

Пример результатов заданной и востановленной модели (рис. 4), где на рисунке (a) – заданная модель, на рисунке (b) – минимальная горизонтальная разрешающая способность системы, на рисунке (c) – аномалия, при которой модель не восстановилась.

Горизонтальная разрешающая способность (рис. 4-b) составила 25 м. Модель при аномалии 20 м (рис. 4-c) имеет шахматную периодичность с небольшими искажениями, но количество восстановленных ячеек не совпадает с заднным.

На основе полученных данных (рис. 3) установлена линейная зависимость разрешающей способности R от шагов ПП и ПВ во всем исследованном диапазоне. Предложена эмпирическая формула ожидаемой разрешающей способности *(R)*:

$$R \approx 0.3 * \Delta ПП + \frac{\Delta ПВ}{3} \quad (3)$$

Сравнение расчетных значений с исходными экспериментальными точками показывает, что отклонения предлагаемой модели от измеренных данных находятся в диапазоне ± 5 м.

Заключение. В результате численного моделирования установлена линейная зависимость горизонтальной разрешающей способности поверхностно-волновой томографии от шагов пунктов взрыва и приема для равномерных сетей наблюдения. Коэффициент детерминации аппроксимирующих зависимостей подтверждает высокую степень корреляции.

Предложена эмпирическая формула (3) для оценки горизонтальной разрешающей способности на этапе проектирования работ. Показано, что качество восстановленной модели определяется не количеством лучей, а их пространственной привязкой, и критически зависит от выбора оптимального диапазона удалений источник–приемник.

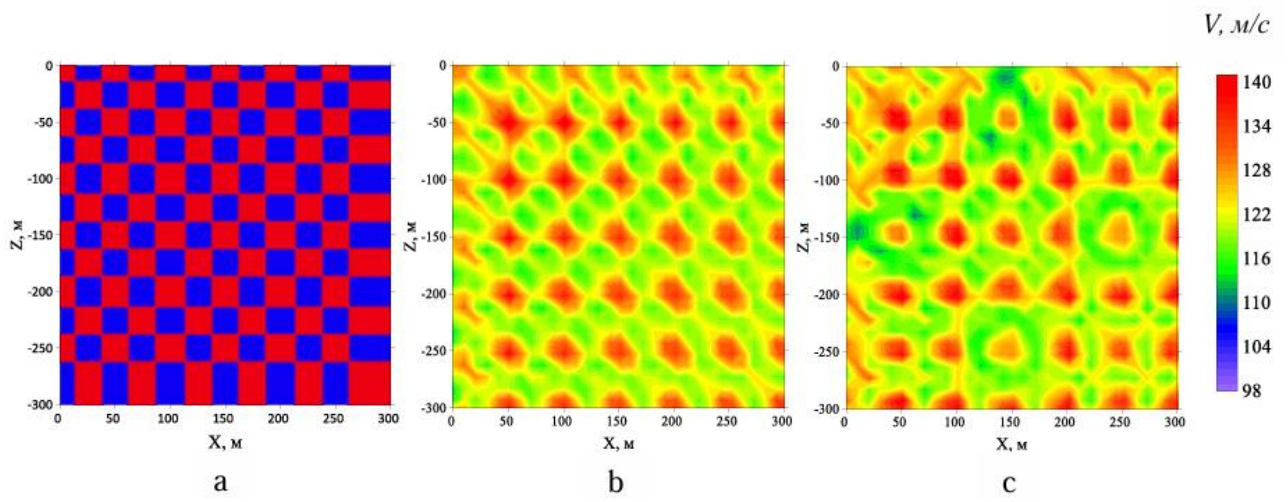


Рис. 4. Система наблюдения при ПВ=50, ПП=25. a – Заданная модель с аномалией 25 м. b – Восстановленная модель при аномалии 25 м. c – Модель при аномалии 20 м

Список литературы

1. Боганик Г.Н., Гурвич И.И. Сейсморазведка: Учебник для вузов. Тверь: Издательство АИС, 2006. 744 с.
2. Бондарев В.И. Основы сейсморазведки. Екатеринбург: Изд-во УГГГА, 2003. 332 с.
3. Буров В.А., Сергеев С.Н., Шуруп А.С., Щербина А.В. Томографическое восстановление характеристик дна мелкого моря // Акустический журнал. 2015. Т. 61. № 5. С. 583–595.
4. Винник А.А. Система двумерной сейсмической томографии со средствами интерпретации слоистой системы. Xtomo-LM 3. Руководство пользователя. XGeo Ltd., 2020.
5. Левин И.С. Применение поверхностно-волновой томографии для изучения верхней части разреза в условиях газонасыщенных грунтов в акватории Обской губы. Магистерская диссертация. СПбГУ, 2022. 53 с.
6. Левин И.С., Пономаренко А.В., Половков В.В., Попов Д.А., Троян В.Н. О методе поверхностно-волновой томографии и перспективах его применения в инженерной сейсморазведке // Вестник Санкт-Петербургского университета. Науки о Земле. 2022. Т. 67. № 2.
7. Половков В.В., Карпенко В.А., Рахимов Э.А., Терёхина Я.Е., Горбачев С.В., Пономаренко А.В., Сакулина Т.С. Применение нейронных сетей для обработки поверхностных волн, зарегистрированных при проведении сейсмических работ на акваториях // Геофизика. 2025. № 3. С. 34–41.
8. Пономаренко А.В., Половков В.В., Рахимов Э.А., Терёхина Я.Е., Сакулина Т.С., Троян В.Н. Построение трехмерных моделей скоростей поперечных волн верхней части разреза с помощью поверхностно-волновой томографии при проведении морских инженерно-геофизических исследований // Геофизика. 2025. № 3. С. 26–33.

Инверсия поверхностных волн с использованием архитектуры глубокой сверточной нейронной сети и кластерного анализа в целях выявления опасных геологических процессов на шельфе

Рахимов Э.А.[1], Половков В.В.[1], Терёхина Я.Е.[2]

[1] Санкт-Петербургский Государственный Университет, Институт Наук о Земле, e.a.rakhimov@gmail.com
[2] Московский государственный университет имени М.В. Ломоносова

Введение. Определение скоростей поперечных волн (*Vs*) является ключевой задачей при освоении месторождений полезных ископаемых и проведении инженерных изысканий, включая выявление опасных геологических процессов и явлений, таких как палеоврезы и скопления грубообломочных отложений в зоне предельного мелководья. Среди современных сейсмических методов, реализуемых по методике 3D, многоканальный анализ поверхностных волн (MASW) является одним из основных инструментов построения моделей распределения *Vs* верхней части

разреза (ВЧР) (Park et al., 2007). Традиционный граф обработки заключается в ручном или полуавтоматическом извлечении дисперсионных кривых из дисперсионных изображений с последующим решением обратной задачи, однако этот подход трудоемок и субъективен, особенно при работе с большим объемом данных 3D съемки (Половков и др., 2024). Альтернативой служат подходы на основе глубокого обучения: ранее авторами авторов была продемонстрирована эффективность сверточных нейронных сетей (в частности, архитектуры EfficientNetB4) для автоматизированного восстановления 1D-моделей *Vs* по дисперсионным изображениям (Половков и др., 2025). Вместе с тем было установлено, что на некоторой части данных предсказания универсальной нейросетевой модели существенно отличаются от результатов ручной обработки: высокая разнородность обучающей выборки приводит к тому, что сеть усредняет прогнозы и теряет чувствительность к специфическим морфологическим особенностям дисперсионных изображений. На этом основании была выдвинута гипотеза о том, что предварительный кластерный анализ дисперсионных изображений на основе их морфологических особенностей позволит снизить ошибку предсказания скоростных моделей и повысить достоверность геологической интерпретации. Цель работы – сравнение двух подходов к обучению нейросетевой модели: на полном массиве данных без предварительного разделения (универсальная нейросетевая обработка) и с учетом кластерной принадлежности дисперсионных изображений (специализированная нейросетевая обработка).

Методы исследования. В основу работы положены результаты сейсморазведочных работ 3D МОВ-ОГТ, выполненных в 2020 г. на мелководном шельфе Печорского моря с применением буксируемого оборудования; общая площадь исследования составила 320 км². Работа состояла из четырех этапов: препроцессинга исходных данных, применение технологии кластерного анализа, обработки разреженных данных по стандартной технологии MASW и обработки всего массива с применением нейронных сетей. На этапе препроцессинга для выделения целевого сигнала поверхностных волн, сосредоточенного в диапазоне частот 2–5 Гц при кажущихся скоростях 150–500 м/с, применялись полосовая фильтрация 2–10 Гц и мьютинг; база наблюдения была принята равной 500 м, на основании чего было рассчитано 108 750 дисперсионных изображений.

Кластеризация выполнялась непосредственно на дисперсионных изображениях без учителя. В качестве входных параметров использовались нормализованные значения четырех текстурных признаков (Homogeneity, GradMean_norm, LBP_8, Energy), количественно описывающих распределение энергии поверхностных волн в частотно-скоростном пространстве. Был проведен сравнительный анализ алгоритмов K-Means (MacQueen, 1967), DBSCAN (Ester et al., 1996) и агломеративной иерархической кластеризации (Ward, 1963); наилучшие результаты с точки зрения устойчивости и геологической интерпретируемости продемонстрировала иерархическая кластеризация. По результатам кластерного анализа создано три группы дисперсионных изображений.

Для стандартной обработки MASW массив сейсмограмм был прорежен по сети с шагом около 250×250 м, что составило 8 % от общего объема данных (примерно 8 700 сейсмограмм). По результатам ручной обработки итоговые модели были интерполированы в 3D куб скоростей *Vs*. Глубина полученного скоростного куба составила около 60 метров.

На этапе нейросетевой обработки выполнено обучение четырех идентичных сверточных нейросетей на парах «дисперсионное изображение – 1D скоростная модель»: одной универсальной на полном массиве данных и трех специализированных в рамках каждой кластерной группы. Разработанная архитектура содержит 11,9 млн обучаемых параметров (вместо 19,3 млн у EfficientNetB4); функцией потерь служил критерий L1Loss, оптимизация проводилась алгоритмом AdamW с планировщиком скорости обучения и отсечением градиентов, для предотвращения переобучения применялись L2-регуляризация, Dropout и ранняя остановка, гиперпараметры подбирались на основе перекрестной проверки.

Результаты исследования. В результате применения разработанной архитектуры с учетом кластерной принадлежности дисперсионных изображений удалось существенно повысить точность восстановления 1D-моделей скоростей по глубине по сравнению с моделью, обученной на всем массиве данных. Среднее абсолютное отклонение (MAE) предсказанных значений скоростей от результатов ручной инверсии для кластерно-адаптированных моделей составило менее 7 м/с, тогда как для универсальной нейросетевой модели этот показатель был равен около 12 м/с. Сопоставление горизонтальных срезов скоростей *Vs* по глубинам, восстановленных тремя независимыми подходами, показало, что для результатов универсальной нейросетевой обработки резкие скоростные контрасты воспроизводятся менее точно, а профиль скоростей приобретает более плавный характер. Специализированные модели, обученные на однородных подвыборках, сохраняют пространственную детальность разреза, сопоставимую с результатами ручной обработки, и четко картируют границы литологических неоднородностей.

Выводы. В результате выполненной работы разработана и апробирована технология обработки данных MASW, основанная на интеграции предварительного кластерного анализа дисперсионных изображений и глубоких нейронных сетей. Установлено, что учет кластерной принадлежности позволяет преодолеть основное ограничение универсальных нейросетевых моделей – склонность к сглаживанию прогноза в условиях высокой вариативности данных, что критично для детального изучения ВЧР на предмет опасных геологических объектов (палеоканалы, скопления грубообломочных отложений) для безопасного размещения объектов донной инфраструктуры и бурения.

Список литературы

1. Park C.B., Miller R.D., Xia J., Ivanov J. Multichannel analysis of surface waves (MASW) – active and passive methods. The Leading Edge. 2007. V. 26, № 1. P. 60–64
2. Половков В.В., Рахимов Э.А., Кудинов А.А., Пономаренко А.В., Соловьева М.А., Буланова И.А., Токарев М.Ю., Горбачев С.В. Методика обработки поверхностных волн, зарегистрированных при сейсморазведочных работах 3D МОВ-ОГТ с буксируемым оборудованием с целью изучения строения верхней части разреза шельфа Печорского моря // Геофизика, 2.2024, стр. 52-57.
3. Половков В.В., Карпенко В.А., Рахимов Э.А., Терёхина Я.Е., Горбачев С.В., Пономаренко А.В., Сакулина Т.С. Применение нейронных сетей для обработки поверхностных волн, зарегистрированных при проведении сейсмических работ на акватории // Геофизика. 2025. № 3. С. 34-41.
4. MacQueen J. Some methods for classification and analysis of multivariate observations // Proceedings of the Fifth Berkeley Symposium on Mathematical Statistics and Probability. Berkeley: Univ. of California Press, 1967. Vol. 1. P. 281–297.
5. Ester M., Kriegel H.-P., Sander J., Xu X. A density-based algorithm for discovering clusters in large spatial databases with noise // Proceedings of the Second International Conference on Knowledge Discovery and Data Mining (KDD-96). Menlo Park: AAAI Press, 1996. P. 226–231.
6. Ward J.H. Hierarchical grouping to optimize an objective function // Journal of the American Statistical Association. 1963. V. 58, N 301. P. 236–244. DOI: 10.1080/01621459.1963.10500845.

Геофизическая характеристика Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия)

Рыбин И.В.

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук, rybin@ssc-ras.ru

Изучаемая территория находится в границах Вилюйского траппового плато на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья (рис. 1) и относится к бассейнам верховьев рек Алакит и Мархa (Иванов, 2024).

Исследуемая территория в виде плато находится на высотах 380–680 м относительно уровня моря, имеет слабое расчленение с заболоченными областями. Дневная поверхность и апикальные зоны хребтов зачастую усеяны обломками долеритов псефитового класса размерностей в виде глыб и щебня. Рельеф изучаемой территории соподчинен с химическим

составом, тектоникой, морфологией, внутренним строением магматических и осадочных горных пород в сочетании с процессами криогенной природы. Обнажения коренных отложений по причине низкой степени расчленения территории, обнаружены только в малых каньонах и таких бортах рек, как Мархa, Сохсолох, Алакит. Приблизительно 1/3 площади района – это болота, остальное – задернованные области.

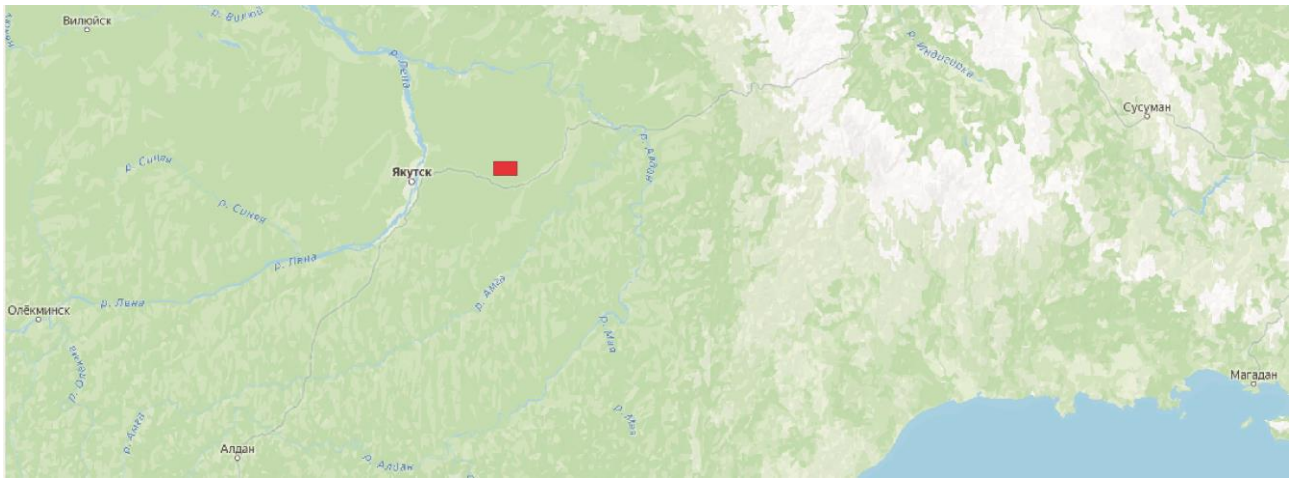


Рис. 1. Местонахождение изучаемой территории

Сравнительно лучшее понимание о размещении петрофизических данных присутствует касаемо раннепалеозойских отложений карбонатного состава (кембрий, ордовик, силур), эффузивных кимберлитовых образований верхнедевонского-нижнекаменноугольного возрастов и пермь-нижнетриасовых пород траппов. Не так детально исследованы образования кристаллического нижнедокембрийского фундамента, а также позднепалеозойские по возрасту возникновения и осадочно-терригенные по составу породы в сочетании с продуктами деятельности рек и озер антропогенового времени.

Данные о физических свойствах образований метаморфического генезиса, входящих в состав фундамента приобретен благодаря керновому опробованию скважин гидрогеологической направленности. Помимо этого, эти же сведения были получены в ходе исследования ксенолитов диатрем кимберлитового состава, таких как, Дальняя, Осенняя, Удачная, Аэромагнитная, Зарница, Сытыканская. Более возможные величины магнитной восприимчивости (æ) от 1000 до 1500×10^{-5} ед. СИ, удельного электрического сопротивления (ρ_0) на постоянном токе до 50000 Ом×м, плотности (ρ) от 2,80 до 2,85 г/см^3, общей намагниченности (I) от 1500 до 3000×10^{-3} А/м. В результате переноса ксенолитовые образования имели возможность столкнуться с радикальными трансформациями на физическом и химическом уровнях. По причине этого для исследования свойств фундамента Далдыно-Алакитского алмазоносного района с точки зрения тектоники применялись, по большему счету, доступные на данный момент сведения петрофизической направленности по породам метаморфического генезиса, слагающие Анабарский щит.

Объемная плотность для раннепалеозойских отложений карбонатно-глинистого и карбонатного составов составляет 2,02–2,66 г/см^3, но в тот же момент усредненные величины по ряду свит (моркокинской=2,43 г/см^3, онхойюряхской=2,41 г/см^3, олдондинской=2,42 г/см^3) приблизительно равны. Породы карбонатного состава характеризуются удельным электрическим сопротивлением равным 17000–50000 Ом×м, при t=–10°С, пористости (n) от 4,2 до 16,2 % и влажности (W) от 2,6 до 8,3 %. На значениях частоты 0,625 МГц ρ_0 составляет 3000–15000 Ом×м, коэффициент затухания ($K_п$) от 0,004 до 0,014 Нп/м. Глинистые разновидности при t=–10°С, n – 7,11–23 %, W – 3,1–6,33 % имеют ρ_0=2000–5000 Ом×м. На значениях частоты в 0,625 МГц ρ_0 составляет 300–1600 Ом×м, $K_п$ – 0,021–0,06 Нп/м.

К категории почти немагнитных пород принадлежат преимущественно образования терригенно-карбонатного основания по причине того, что æ < (30–40)×10^{-5} ед. СИ и напряженность магнитного поля (In) менее 3–8×10^{-3} А/м. В силу данных условий обстановка позиционируется как перспективная для геолого-поисковых и съемочных работ магнитных проявлений. Карбонатные отложения имеют низкие значения по радиоактивности (мергели – 6–14 мкР/час, известняки – 2–4 мкР/час). Общая радиоактивность онхойюряхской свиты составляет 1–10 мкР/час, но имеются исключения в виде терригенно-карбонатных образований, которые имеют увеличенные показатели по торию и калию, варьирующие от 4 до 11×10^{-4}% и от 1,2 до 10×10^{-4}% соответственно.

Позднепалеозойские отложения почти немагнитны или же незначительно магнитны, имея плотность 1,80–2,20 г/см^3. Среднестатистические величины по æ не превосходят 100×10^{-5} ед. СИ. Отмечаются порой и разновидности среди отложений терригенного состава с магнитными свойствами, которых мало и они не существенно меняют общую картину по магнитным свойствам целого комплекса. Среднестатистические величины на частоте 0,625 МГц у ρ_0=3000 Ом×м, $K_п$=0,03 Нп/м. Алевролиты и песчаники по уровню радиоактивности имеют значения 8–16 мкР/час и 2–8 мкР/час соответственно.

Палеозойские образования порой отличаются увеличением намагниченности благодаря влиянию траппов и кимберлитов в сочетании с входящим в первые отмеченные породы акцессорного сидерита. У сидерита и сидеритсодержащих отложений **объемная плотность равна** 2,80–3,60 г/см^3, æ=100–300×10^{-5} ед. СИ. Встреча трапповых формаций с терригенными отложениями зачастую приводит к утрамбовке последних упомянутых пород, конкретно, формированию метаморфических образований в ходе процессов цеолитизации, ороговикования, карбонатизации, хлоритизации, остеклования. Стоит отметить, что роговики встречаются реже, а остеклованные породы (бухиты) еще реже. Данные породы имеют **плотность** от 2,30 до 2,55 г/см^3, æ – от 300 до 400×10^{-5} ед. СИ.

Породы антропогенового периода являются почти немагнитными, в доказательство чего параметр æ=0–50×10^{-5} ед. СИ. Однако отдельные скопления галек, щебня и валунов долеритов в аллювии или делювии при средней æ, равной 350×10^{-5} ед. СИ, и мощности слоя гравийно-галечных отложений около 8–13 м, могут создавать ложные аномалии трубочного типа. К таким аномалиям относятся аномалии группы «Север» в истоках р. Сохсолоох-Мархинский, а также аномалии на р. Аллараа-Делингде. И такие же скопления, но с æ до 1000×10^{-5} ед. СИ и мощностью до 50 м вскрываются рядом с трубкой Кира. Значения удельного электрического сопротивления на постоянном токе колеблются здесь от 20 до 1500 Ом×м (Рыбин, 2023).

По причине специфичности образования, вещественного состава, внутреннего устройства и следов влияния наложенных реакций, кимберлитовые образования отличаются высоким разбросом петрофизических показателей. У пород трубки Юбилейная с высокой степенью выветрелости и рыхлости показатель **объемной плотности уменьшается до границы в** 1,31 г/см^3, а при присутствии высокой доли эпигенетического пирита или магнетита этот параметр увеличивается до 2,83 г/см^3, как например, у пород трубок Юбилейная, Москвичка, Комсомольская. Этот же показатель **у кимберлит-порфиров трубки Липа в среднем составляет** 2,75 г/см^3. Средние показатели **плотности и пористости кимберлита имеют диапазон значений от** 2,25 до 2,4 г/см^3 и 19–28 % соответственно. Кимберлиты имеют æ=130–10000×10^{-5} ед. СИ, вектор In=40–7000×10^{-5} ед. СИ, причем его ориентировка бывает раскидана по всему пространству по причине высокой степени вязкости компоненты In^v.

Кимберлитовые тела имеют общую намагниченность и меньше 100×10^{-3} А/м, и больше 12000×10^{-3} А/м, что соответствует от почти немагнитных до весьма магнитных соответственно. Ориентировка I, основанная на факторе Q, который, в свою очередь, среднестатистически у подавляюшей части кимберлитовых трубок равен 0,3–0,5 ед., располагается по направлению действия геомагнитного поля.

Разновидности кимберлитов по электрическим особенностям очень похожи друг на друга. При частоте 0,625 МГц ρ_0=100–800 Ом×м, $K_п$=0,1–0,3 Нп/м, поляризуемость колеблется от 4,8 до 23,6 %.

У кимберлитов разнообразного вещественного состава и разнородных фаз проникновения радиоактивность самая различная. Этот параметр у кимберлитовой автолитовой брекчии является средним по значениям и колеблется от 5 до 7 мкР/час, у кимберлитовой брекчии является минимальным и составляет от 2 до 4 мкР/час, а у кимберлит-порфира занимает самые высокие величины и располагается в диапазоне от 8 до 14 мкР/час.

По петрофизическим и петрогеохимическим свойствам образования траппового комплекса классифицируются на одиннадцать видов. Стоит отметить, что особенности их взаимосвязи, которые отражаются на изобилии видов дисперсности петрофизической направленности, исследованы недостаточно. Уровень радиоактивности в породах с ненарушенным природным нахождением является небольшим, а именно, у туфов составляет от 3 до 5 мкР/час, у долеритов немного меньше и колеблется от 2 до 4 мкР/час.

Стоит отметить немаловажность вектора I=Ii+In, где **I** – напряженность магнитного поля, **Ii** – индуктивная намагниченность и **In** – остаточная намагниченность. Данный вектор выступает одной из главных характеристик, дающей возможность сделать верную обработку полученных данных в ходе проведения работ магниторазведки. Ориентировка векторов I трапповых пород, по сравнению с кимберлитовыми образованиями, устанавливаются векторами In, превосходящие от двух до пяти и даже большее количество раз личную индуктивную намагниченность Ii=æH. Стоит обратить внимание, что элемент H позиционируется как напряженность на конкретном участке местности магнитного поля планеты Земля. В период позитивной полярности вектора I при образовании трапповых пород значения интенсивности доходят до 5000×10^{-3} А/м, в тот же момент, наклонения Jcp почти вертикальные и составляют приблизительно 85 градусов. Параметры интенсивности векторов I в случае с противоположно намагниченными трапповыми образованиями достигают максимум 1500×10^{-3} А/м, а значения наклонения Jcp приблизительно составляют плюс/минус 10 градусов и считаются почти горизонтальными. В случае с противоположно магнитными векторами свойственной In, трапповые породы в магнитном плане имеют возможность стать «невидимыми» для выявления под ними диатрем кимберлитового состава. На примере трубки Сытыканская при вычислении векторов I присутствует феномен «прозрачности» низкомагнитных кимберлитов, перекрытых более высокими по показателям магнитности трапповыми формациями третьей стадии, установленной двухуровневой магниторазведкой. Стоит признать, что информации недостаточно по векторам In и I трапповых образований для достижения намеченных целей.

Публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гос. рег. 125011700416-4.

Список литературы

1. Иванов Д.В. Критерии локального прогноза и признаки коренной алмазоносности в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле (Сибирская платформа): автореф. дис. канд. геол.-мин. наук / Иванов Дмитрий Вячеславович. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2024. 24 с.
2. Рыбин И.В. Применение современных геофизических исследований при поиске коренных источников алмазов в пределах Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия) // Актуальные проблемы поисковой геологии. Сб. докл. Москва: Изд-во ФГБУ ВИМС, 2023. С. 271-280.

Стратиграфия и литология Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия)

Рыбин И.В.

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук, rybin@ssc-ras.ru

Изучаемая территория находится в границах Вилюйского траппового плато на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья (рис. 1) и относится к бассейнам верховьев рек Алакит и Марха (Иванов, 2024). Исследуемая территория в виде плато находится на высотах 380–680 м относительно уровня моря, имеет слабое расчленение с заболоченными областями. Дневная поверхность и апикальные зоны хребтов зачастую усеяны обломками долеритов псефитового класса размерностей в виде глыб и щебня. Рельеф изучаемой территории соподчинен с химическим составом, тектоникой, морфологией, внутренним строением магматических и осадочных горных пород в сочетании с процессами криогенной природы. Обнажения коренных отложений по причине низкой степени расчленения территории, обнаружены только в малых каньонах и таких бортах рек, как Марха, Сохсолох, Алакит. Площадь района на 1/3 – это болота, остальное – задернованные области.



Рис. 1. Местонахождение изучаемой территории.

Район исследований сложен осадочными горными породами палеозойского возраста, пермско-триасовыми вулканогенно-осадочными отложениями и разными по генезису образованиями антропогенового времени.

Ордовикская система представлена нижним и средне-верхним отделами. В свою очередь нижний отдел представлен тремадокским и аренигским ярусами, а средний-верхний отделы – карадокским-ашгиллским ярусами. Тремадокский ярус представлен олдондинской свитой (O_1ol). Аренигский ярус – сохсолохской свитой (O_1sh). Карадокский-ашгиллский ярусы – кылахской свитой ($O_{2-3}kl$). Олдондинская свита (O_1ol) сложена доломитами серого оттенка с линзообразными телами и пропластками мергелей и конгломератов, состоящих из плоской гальки. Реже такие линзы и прослои состоят из аргиллитов, песчаников, известняков и алевролитов. Редко встречаются находки гипса в виде мелких жилок, пропластков, включений. В апикальной области свиты на различных уровнях нерегулярно встречаются аргиллиты и мергели красного цвета. Олдондинская свита по типу ритмичности и литологическим признакам подразделяется на 5 основных пачек. Мощность разреза данной свиты составляет 240–290 м. Сохсолохская свита (O_1sh) обнажается в центральных областях бортов рек в форме тонких лент и в низинных частях водоразделов хребтов. Породы данной свиты имеют весьма ограниченный выход на дневную поверхность, по причине чего керн выступил основным источником информации для ее изучения. Отложения сохсолохской свиты согласно располагаются на горных породах олдондинской свиты. Характерной чертой сохсолохской свиты выступают слои массивных доломитов глауконитового состава, расположенные у ее подошвы и формирующие легко обнаруживаемый на аэрофотоснимках дневной поверхности выступ высотой 1–10 м. Отложения свиты представлены доломитами желтовато-серых, серых и светло-серых разностей с пропластками конгломератов, известняков, иногда мергелей, алевролитов, песчаников. Сохсолохская свита имеет суммарную мощность в диапазоне от 60 до 80 м и делится на две пачки по литологическим

признакам (Евстратов, 2015; Иванов, 2024). Кылахская свита (O_{2-3}kl) заканчивает цикл горных пород ордовикского возраста и встречается с выходом на дневную поверхность в бортах крупных речных долин и их рукавов, расположенных на юго-западе и юге Алакит-Мархинского поля. Отложения кылахской свиты (O_{2-3}kl) располагаются со стратиграфическим несогласием и размывом на породах сытыканской свиты, но на некоторых площадях залегают на верхней (второй пачке) сохсолохской свиты. Породы кылахской свиты (O_{2-3}kl) выполнены мергелями ярких цветовых оттенков с часто встречаемыми пропластками глинистых известняков, известняков, доломитов алевритистых, глинистых, а иногда и песчанистых разностей. Стоит отметить, что известняки доминируют в кровле свиты, а разного состава доломиты – в ее подошве. В нижней части свиты мергели чаще всего включают песок, а в некоторых областях обнаружены пропластки гравелита мощностью около 5 см, состоящего из обломков доломита и кварца, скрепленных между собой цементом песчано-глинистого состава с признаками окисления железа. Порой у подошвы разреза свиты находятся песчанистые доломиты серого цвета, но более редко эти же породы по составу сложены из глинистого, алевритистого или органогенно-обломочного материала. Мощность разреза данной свиты в северо-восточной части исследуемой территории составляет 17 м, а в юго-западной области этой же изучаемой площади – 42 м.

Далее вверх по разрезу залегают байтахская (S_1bt), башенная (S_1bs), машковская (S_1ms) и непперендинская (S_1np) свиты, которые относятся к лландоверийскому ярусу, а тот, в свою очередь, входит в нижний отдел силурийского периода. Байтахская свита (S_1bt) выполнена тонкими слоями мергелей серо-зеленоватого цвета с присутствием пропластков глинистых известняков толщиной 2–20 см серого и светло-серого оттенков. Помимо этого, в окрестностях кимберлитовой трубки Айхал отмечается конгломератный слой по мощности 0,1–3,3 м и состоящий из гальки по составу известняковой. Среди пород байтахской свиты имеются тонкие слои аргиллитов серо-голубоватого цвета мощностью около 10 см и находятся они на западе и в середине Алакит-Мархинского поля. В целом, разрез байтахской свиты наблюдается в виде неширокого выхода пород в бортах рек. Разрез данной свиты с перерывом в осадконакоплении перекрывает на разных уровнях горные породы кылахской свиты. Общая мощность отложений данной свиты колеблется от 3 до 36 м. Башенная свита (S_1bs) повсеместно встречается на подавляющей части исследуемой площади и перекрывают горные породы байтахской свиты (S_1bt). Отложения башенной свиты (S_1bs) выполнены глинистыми известняками кремовых и светло-серых оттенков с пропластками известняков серого цвета, обогащенных глинистым компонентом. В подошве и кровле пачки свиты прослеживаются единичные серо-желтые пропластки известняков органогенно-обломочного состава. Общая мощность отложений данной свиты 40–60 м. Машковская свита (S_1ms) распространена зачастую на севере, западе и в середине Алакит-Мархинского поля. Отложения перекрывают известняки башенной свиты и выполнены в виде чередования глинистых образований и толстоплитчатых серо-коричневых известняков по составу органогенно-обломочных и органогенных. Иногда прослеживаются известняки битумного и алевролитового состава в виде пропластков по мощности от 10 см до 4,0 м. В кровле пород свиты имеются серые линзообразные известняковые тела строматолитового состава по мощности не превышая 1 м, а общая мощность свиты колеблется от 50 до 70 м. Непперендинская свита (S_1np) слагает юго-запад Алакит-Мархинского поля. На нижележащих отложениях непперендинская свита (S_1np) залегает без несогласий и представлена чередованием известняков серого цвета с известняками глинистого и алевритистого состава. Обнаружены пропластки в большинстве случаев известняковые по составу с органогенно-обломочным материалом, но иногда эти слойки представлены мергелями серо-зеленого цвета и доломитами с примесью глины. Стоит отметить, что эти прослои на некоторых территориях в кровле пачки свиты выполнены единичными известняковыми линзами строматолитового состава. Общая мощность свиты колеблется от 30 до 40 м.

Господствующие континентальные условия в верхнем девоне – нижнем каменноугольном периоде (D_3-C_1) благоприятно сказались на формировании коры. В итоге на кимберлитовых породах и отложениях карбонатного состава широко распространены размытые коры выветривания монтмориллонитового и каолинит-гидрослюдистого состава как результат выравнивающей экзогенной деятельности. На нижнепалеозойских образованиях карбонатных по составу сформирована кора выветривания, состоящая из гидрослюды и каолинита, которая была обнаружена бурением на ограниченном количестве территорий на востоке, северо-западе и в середине Алакит-Мархинского поля под верхнепалеозойскими породами терригенного состава, реже под трапповой формацией. Кора выветривания по происхождению является молодым остаточным образованием сиалического ряда. Остались только приподошвенные области коры, которые на различных территориях отличаются по вещественному составу исходя из исходной субстратной основы. Стоит отметить, что кора выветривания в зонах протекания карста отличается двухэтажной структурой и более солидной мощностью. Нижний этаж имеет мощность 0,2–7,5 м и представляет собой известняк со следами ожелезнения в раздробленном виде. Верхний этаж сложен глинами, которые состоят из гидрослюды и каолинита, причем эти породы со следами ожелезнения и в сочетании с гравием и кусками карбонатных образований. Стоит отметить, что присутствует ничтожная доля песка, а также кварцевой гальки и гравия. Толщина данного этажа на некоторых территориях достигает 10 м, но в среднем колеблется в диапазоне от 10 см до 50 см. По кимберлитам наблюдается кора выветривания, которая имеет остаточную природу и по составу является монтмориллонитовой, что дает основание ее считать продуктом процессов раннего выщелачивания и обводнения. Подошва толщи состоит из сильно преобразованных процессами выветривания кимберлитов серо-желтого цвета, пустоты в котором заполнены глинистым веществом ожелезненного цвета. Апикальная область коровых образований состоит из глинистого вещества монтмориллонит-гидрослюдистого и монтмориллонитового состава с богатым присутствием небольших гранул пиропа и ильменита в сочетании с гидрогетитовыми и гетитовыми проявлениями. Толщина слоя коры выветривания 40 см–2,4 м.

Отложения карбона представлены ранним, средним и средне-верхним отделами. Нижний отдел представлен визейско-серпуховским ярусом в виде тегюрюкской толщи (C_1tg). Средний отдел продемонстрирован башкирским-московским ярусами в виде конёкской свиты (C_2kn). Средний-верхний отделы исполнены московским-гжельским ярусами в виде айхальской свиты ($C_{2\text{-}3}$ah). Тегюрюкская толща (C_1tg) представляет собой мульдоподобную структуру проседания, располагаясь на кимберлитовых породах трубки Краснопресненская. Стоит отметить, что данная толща на основе литологического фактора подразделяется на верхний и нижний этажи. Первый этаж выполнен известковистыми доломитами, мергелями, известняками, алевролитами в чередовании с массивными, иногда слоистыми, серыми доломитистыми, порой алевритистыми аргиллитами. Подошва первого этажа толщи выполнена базальным слоем, сложенного из брекчии осадочного генезиса, которая больше чем на половину состоит из аргиллитовой дресвы и щебня, а в роли цемента выступает туфопесчаник. Мощность первого этажа тегюрюкской толщи (C_1tg) составляет 10–27 м. Второй этаж имеет цвет пород серый и серо-зеленый и состоит из массивных песчаников по составу полимиктовых и полевошпат-кварцевых с включениями аргиллитов и алевролитов в виде тонких пропластков и линзообразных тел. Мощность второго этажа около 24 м, а общая мощность тегюрюкской толщи (C_1tg) достигает более чем 50 м, а порой и вообще отсутствует. Конёкская свита (C_2kn) сложена в основном олигомиктовыми песчаниками, иногда кварцевыми, а также алевролитами в сочетании с аргиллитовыми, углистыми алевролитовыми пропластками и линзообразными угольными телами (Иванов, 2024). Подошва свиты состоит из линзообразных тел и пропластков гравелитов и базальных конгломератов, толщиной 0,1 м–1,5 м, порой доходя и до 7 м. Галька по составу в основном кремниевая, кварцитовая, кварцевая, карбонатно-кремниевая. Общий цветовой фон данной свиты от серого до темно-серого оттенков. Данная свита распространена по большей части в середине и на севере

Алакит-Мархинского поля и обнажений почти не имеет, скрываясь на глубине, при этом с перерывом в осадконакоплении и разностью по составу перекрывая карбонатные отложения раннего силура, среднего и позднего ордовика и тегюрюкской толщи на разных глубинах. Толщина данной свиты доходит до 30 м, но бывает и отсутствует полностью. Айхальская свита ($C_{2\text{-}3}$ah) делится на нижнюю и верхнюю пачки на основе особенностей литологического и фациального характеров. Породы данной свиты распространены почти везде и располагаются с перерывом в осадконакоплении на разных слоях раннепалеозойского возраста и тегюрюкской толще, в отличие от конёкской свиты, на которой залегают согласно. Подошва нижней пачки сложена песчаниками по составу полимиктовыми и серыми по цвету в сочетании с конгломератовыми и алевролитовыми пропластками. Кровля нижней пачки представлена угольными породами, а именно угольными алевролитами, линзообразными угольными телами, аргиллитами и песчаниками. Известны находки пикроильменита, пиропа, хромшпинелида, которые относят к минералам-спутникам алмазов (МСА), которые также еще называют минералами-индикаторами кимберлитов (МИК). Стоит отметить и о многочисленном присутствии таких минералов, как магнетит, ильменит и альмандин, идентифицирующиеся как кластогенные. Верхняя пачка не такая угленосная в отличие от нижней пачки и в большинстве случаев состоит из аргиллитов, песчаников по составу полимиктовых, алевролитов с единичными угольными линзообразными телами и углистыми алевролитовыми пропластками, а также скоплениями конгломератовых и гравелитовых пород. Из числа МСА присутствует пироп, хромшпинелид и пикроильменит. Имеются большое количество альмандина и ильменита с более бедными содержаниями сфена и эпидота. Общая толщина горных пород данной свиты достигает 135 м.

Далее вверх по разрезу залегают породы ахтарандинской свиты (P_1aht), входящей в неразделенную группу ассельско-кунгурского ярусов, в свою очередь, относящихся к ранней эпохе пермского периода. Данные отложения перекрывают породы айхальской свиты на разных глубинах и распространены в средней области территории на скатах хребтов. В литологическом плане свита зачастую сложена аркозовыми, а иногда и полимиктовыми песчаниками, серо-желтого и серого оттенков с тонкими алевролитовыми и углисто-алевролитовыми пропластками в сочетании с аргиллитами, угольными и конгломератовыми линзоподобными телами. Толщина отложений ахтарандинской свиты начинается с 5 м и достигает до 75 м.

Выше залегают образования неразделенной группы татарско-индского ярусов, принадлежащих ранней эпохе триасового периода и состоящие из вулканических горных пород, а именно, туфов по химизму относящихся к основному классу. Более редко вместо туфов наблюдаются туфопесчаники, туффиты, туфоалевролиты с тонкими пропластками обломочных отложений. Мощность отложений данной свиты 1 м–120 м.

Отложения антропогенного периода по генезису представлены элювиальными, аллювиальными, делювиальными, болотными, озерными, обвально-осыпными образованиями по возрасту относящиеся к голоцену и эоплейстоцену с распространением почти везде по всей изучаемой территории.

Публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гос. рег. 125011700416-4.

Список литературы

1. Евстратов А.А. Базитовые вулканоструктуры северо-востока Тунгусской синеклизы (в связи с проблемой изучения алмазоносных «закрытых» территорий). Иркутск, 2015. 181 с.
2. Иванов Д.В. Критерии локального прогноза и признаки коренной алмазоносности в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле (Сибирская платформа). Мирный, 2024. 155 с.

Тектоно-магматические особенности Далдыно-Алакитского алмазоносного района (Республика Саха-Якутия)

Рыбин И.В.

Федеральный исследовательский центр Южный научный центр Российской академии наук, rybin@ssc-ras.ru

Изучаемая территория находится в границах Вилюйского траппового плато на северо-востоке Среднесибирского плоскогорья (рис. 1) и относится к бассейнам верховьев рек Алакит и Марха (Иванов, 2024).

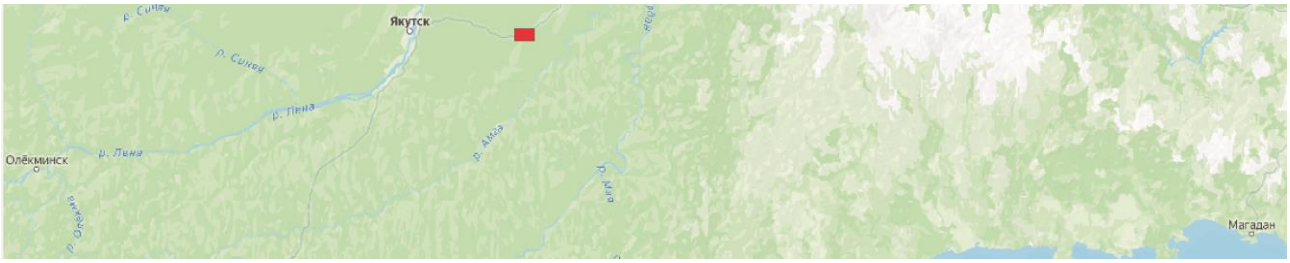


Рис. 1. Местонахождение изучаемой территории

Исследуемая территория в виде плато находится на высотах 380–680 м относительно уровня моря, имеет слабое расчленение с заболоченными областями. Дневная поверхность и апикальные зоны хребтов зачастую усеяны обломками долеритов псефитового класса размерностей в виде глыб и щебня. Рельеф изучаемой территории соподчинен с химическим составом, тектоникой, морфологией, внутренним строением магматических и осадочных горных пород в сочетании с процессами криогенной природы. Обнажения коренных отложений по причине низкой степени расчленения территории, обнаружены только в малых каньонах и таких бортах рек, как Марха, Сохсолох, Алакит. Приблизительно 1/3 площади района – это болота, остальное – задернованные области.

В тектоническом виде Сибирской платформы на сегодняшний день исследуемая площадь находится в области соединения юго-западной части Анабарской антеклизы и северо-востока Тунгусской синеклизы. Данная область стыкования имеет два яруса (кристаллический фундамент и осадочный чехол), которые отличаются друг от друга по внутренней структуре и возрасту образования.

По результатам геофизических наблюдений в пределах изучаемой площади установлена глубина нахождения кристаллического фундамента в пределах 2,0–3,6 км. Доказательством этого выступают светлоокрашенные и темноокрашенные гнейсы, которые являются образованиями фундамента, обнаруженные в ходе проведения буровых работ на глубине почти 3100 м. Горные породы, формирующие собственно сам фундамент относятся к Анабарскому гранулитовому комплексу, который состоит из серий архейского эона, а именно, далдынской, верхнеанабарской и хапчанской. Благодаря ксенолитам, обнаруженным в пределах Алакит-Мархинского и Далдынского полей, а именно, в кимберлитовых трубках взрыва, дало возможность установить упомянутые выше серии (Иванов, 2024).

Далдынская серия сложена кристаллическими сланцами не содержащих кварц. Образования верхнеанабарской серии представлены окварцованными метаморфизованными осадочными породами, насыщенно глиноземистыми отложениями, линзообразными кварцитовыми и гнейсокварцитовыми телами. Хапчанская серия выполнена кальцифирами и гнейсами гранатового и биотит-гранатового составов (Иванов, 2024).

Имеют высокую степень присутствия горные породы, которые претерпели неоднократные метаморфические преобразования, относятся к верхнеламуйскому комплексу и возникли при сжимании и раздроблении в процессе верхнеархейского-нижнепротерозойского диафтореза при господствовании амфиболитовой фации. В фундаменте наблюдается группа

разных по времени образования тектонических нарушений глубинного заложения, которые определяют блочную внутреннюю структуру. Эта особенность была установлена в результате расшифровки морфологических признаков геофизические полей. Верхнеархейские по времени образования и по расположению субмеридиональные тектонические нарушения мобилизовались после нижнего протерозоя. В субмеридиональные шовные области Анабарского массива проникают тектонические нарушения нижнепротерозойского возраста, которые выступают разломными структурами шовных областей.

Субэкваториальная группа рифейских тектонических нарушений глубинного заложения распространена по всему Далдыно-Алакитскому району и проявляла свою активность в девонско-карбоновом периодах и после нижнего мезозоя. В ходе наблюдения за разломными тектоническими структурами замечены проявления сдвигов и сбросо-сдвигов. В ходе проведения геофизических сейсморазведочных работ выявлены верхнепротерозойские тектонические нарушения северо-западной, северо-восточной и субэкваториальной ориентировки. Кимберлитовые поля (Далдынское и Алакит-Мархинское) входят в Далдыно-Оленёкскую зону, к которой также относятся дизъюнктивные структуры северо-восточной ориентировки.

На сегодняшний день при прогнозе высокой степени детальности присутствие кимберлитовых тел изучают неразделимо с областью северо-восточной направленности тектонических нарушений глубинного заложения. На деле географическая локация уже известных кимберлитовых трубок и систематизация их по видам говорит о достаточно непростой в фундаменте господствующей тектонике дизъюнктивного характера.

В рамках исследуемой площади в структуре платформенного осадочного чехла наблюдаются этажные разности венд-раннепалеозойского и позднепалеозойско-раннемезозойского возрастов, которые имеют границу по причине индивидуальных отличительных особенностей в плане входящих пород и долгой паузы в аккумуляции осадков.

Нижний (венд-раннепалеозойский) этаж чехла состоит из пород по составу карбонатных вендского, кембрийского, ордовикского и силурийского возрастов, которые имеют моноклинальный наклон в направлении на юго-запад под углом в один градус. Данные породы разбиты небольшими пликативными нарушениями в виде слабо наклоненных брахиформных складок и серией положительных структур вздымания (Верхне-Глубочинской, Тегюрюкской, Мархинской поднятиями) девонско-каменноугольного возрастов. Перепад высот дневной поверхности данного этажа колеблется в диапазоне от 60 до 80 м. По данным геофизических исследований (электроразведка и сейсморазведка) в данном нижнем этаже чехла обнаружены разломы девонско-каменноугольного времени мобилизации, длина которых достигает несколько десятков км. Примером таких разрывных нарушений могут выступить Северо-восточный, Алакитский, Байтахский разломы и многие другие. Подразумевается, что перечисленные разломы имеют наследственную природу, выступая аналогом тектонических нарушений верхнепротерозойского возраста, являясь сбросами с разницей по вертикали между висячим и лежачим крылом от 20 до 50 м. Тектонические нарушения в пределах данного этажа выступают как области не простые по структуре с высокой степенью разупрочнения и истресканности с распространением по разным уровням сейсмической направленности.

Второй (позднепалеозойско-раннемезозойский) этаж сложен карбон-пермскими образованиями терригенного состава, располагающимися на основе образований карбонатного состава раннепалеозойских по возрасту. Помимо этого, в состав этого этажа также входят горные породы верхнепермско–нижнетриасового возраста вулканогенно-осадочного генезиса и траппы. Нынешнее внутреннее строение чехла платформы по большему счету контролируется проникшими верхнепермскими-нижнетриасовыми интрузиями траппов.

Территориальное простирание согласных интрузивных тел происходит параллельно с большим количеством тектонических нарушений с разрывным характером и без такого, а также с отчуждением и транспортировкой огромных фрагментов терригенных и карбонатных

по составу горных пород осадочного чехла. В границах Сохсолохского грабена располагаются кимберлитовые геологические тела Алакит-Мархинского поля, которые находятся в тесной взаимосвязи с тектоническими нарушениями северо-восточного и субэкваториального направления. Размах высот в пределах грабена составляет около 250 м.

Внутреннее устройство Сохсолохского прогиба и смежных территорий сильно разнится тем, что первое упомянутое геологическое сооружение богато дизъюнктивными и складкообразными северо-восточной направленности тектоническими нарушениями. Подавляющая доля кимберлитовых построек тяготеет к северо-восточному поднятию Сохсолохского прогиба, простираясь в бортах местных отрицательных формах рельефа (Айхальская, Центральная, Байтахская, Алакитская депрессии). Гряды кимберлитовых построек имеют северо-восточную ориентировку, находясь в тесной взаимосвязи с разломами.

В пределах исследуемой площади имеются магматические тела, которые имеют отношение к верхнедевонско-нижнекарбоновому (D_3-C_1) и верхнепермско-нижнетриасовому (P_2-T_1) этапам магматизма платформы. Верхнедевонско-нижнекарбоновый (D_3-C_1) этап находится во взаимосвязи с кимберлитовыми диатремами, жилами, дайками, которые по составу сложены ультраосновными с повышенной щелочностью магмами. Верхнепермско-нижнетриасовый (P_2-T_1) этап связан с проникновением интрузий, штоков, даек, состоящих из габбро-долеритов и долеритов, то есть из пород основного состава трапповой формации.

Далдыно-Алакитский комплекс (ιD_3-C_1dl) сложен диатремами, жилами, дайками, состоящими из кимберлитов. Кимберлиты выполнены чаще всего вулканическими и автолитовыми брекчиями, реже – кимберлитами порфирового состава. Диатремы, претерпевшие небольшие воздействия процессов денудации содержат туфобрекчии и туфы кимберлитовые по составу. Большая часть геологических тел, сложенных кимберлитом, достаточно не просты по внутреннему устройству и содержат как минимум две, а то и три категории кимберлитовых образований. Нахождение геологических тел, состоящих из кимберлита, обусловлено азимутальными направлениями разломов и их принадлежностью к тому или иному порядку в сочетании с началом мобилизации в момент магматической кимберлитовой деятельности. Одним из условий, применяемых в ходе повышения эффективности на слабо обнаженных территориях геолого-поисковых работ, выступает пример Алакит-Мархинского поля, где наблюдается контролирование кимберлитовых тел тектоническими полосами северо-восточной направленности в областях их переплетения с разрывами северо-западного, субэкваториального и меридионального направлений. Например, представителем такого рода областей является Центральная тектоническая зона, объединяющая одиннадцать кимберлитовых диатрем. В отложениях раннепалеозойского возраста, слагающие осадочный чехол, такая область отмечается наличием следов дезинтеграции, высоким количеством трещин и активными проявлениями карста. В пределах Алакит-Мархинского поля денудационное разрушение доминирующего количества кимберлитовых диатрем ничтожно малое и колеблется от 200 до 350 м. По причине этого в отдельных трубках остались апикальные детали сооружений вулканического типа, а именно расширенная часть, состоящая из образований тегюрюкской толщи (нижнекаменноугольных по возрасту горных пород осадочного генезиса), туфобрекчий, кимберлитового пепла, кимберлитов такситовой текстуры. Параметры диатрем по охвату территории составляют 2–56 га. По морфологии диатрем можно сказать, что доминируют с овальным и круглым сечением, но менее часто – дайкоподобные, удлиненные и бесформенные. Стоит отметить, что на глубине у трубок повышается вероятность обнаружения менее изометричных форм с дальнейшим преобразованием нижней части в пластообразные несогласные с окружающими породами тела. В виду вышесказанного имеет смысл классифицировать трубки по морфологическому признаку в поперечном сечении, а именно, округлые и овальные диатремы (классические трубки взрыва) и удлиненные (линзоподобные) трубообразные геологические тела. Алакит-Мархинское поле кимберлитовых диатрем по возрасту отнесено к верхнедевонскому–нижнекаменноугольному периодам. Алакитский субвулканический

комплекс (βP_2-T_1al) сложен траппами, которые достаточно часто встречаются, так как он географически находится на северо-восточной окраине масштабного плато траппов Сибирской платформы (Иванов, 2024). Траппы формируют согласные и несогласные по отношению к вмещающим породам тела, такие как силлы и дайки соответственно. Эти геологические образования отмечаются в горных породах терригенно-осадочного генезиса карбоно-пермского возраста, а также в раннепалеозойских карбонатных отложениях. Отличительными чертами интрузивных тел выступают комбинации слабонаклонного внедрения и согласного залегания по отношению к вмещающим породам, резкими перепадами толщины слоев в разных проекциях, расположением на различных высотах относительно уровня моря. Толщина некоторых интрузивных тел траппов самая разнообразная и может начинаться от 50 см и заканчиваться около 230 м. Даже в рамках отдельно взятой интрузии мощность может варьировать в широких пределах. Магматическая базитовая деятельность Сибирской платформы обладает непростым составом и различностью видов присутствия. Ритмично повторяющаяся природа магматической деятельности определила ее полиэтапность в пространственно-временном континууме и несхожесть по химическому составу. Магматизм платформы датирован верхним палеозоем и ассоциирован с образованием синклинальных складок, состоящих из траппов. По краям синклинальных складок намечались тектонические области разрывных нарушений, корнями уходящие далеко вглубь, с которыми связаны колоссальные территории с интрузивными телами, сложенными из пород по составу относящихся к основной фации. Исследованный регион находится на территории такой обстановки (Вилюйско-Котуйская зона), следующей параллельно восточного края Тунгусской синеклизы. Общепринятого мнения по систематизации базитовых образований на изучаемой территории не существует.

Недавно созданная с изменениями и уточнениями модель разделения на группы плутонических базитов стала фундаментом для карт Верхневилюйской серии и всех ее дополнений к ней. В пределах Далдыно-Алакитского района имеются лишь магматические горные породы основного состава таких комплексов, как среднеордовикского ботуобинского и нижнетриасового катангского. В результате продолжительных исследований физико-химических особенностей базитов Тунгусской синеклизы (восточного крыла), к которой относится изучаемая территория, выявлены три различных класса этих горных пород, которые сформировались в три разных этапа внедрения магмы. Плутонические горные породы начального этапа сопоставляются с образования оленёк-велингнинского комплекса, среднего этапа – с катангским комплексом, а позднего – с кузьмовским. Группы существенно отличаются друг от друга по физическим свойствам и химическому составу. Количество проникающего субстрата в пределах отдельно взятого этапа было самое разнообразное, но в тот же момент все виды долеритовых пород на площади исследования отмечаются в массовой концентрации.

По данным детальных геологических съемок, осуществленных силами Амакинской и Ботуобинской ГРЭ (геолого-разведочной экспедиций) в границах Тунгусской синеклизы (восточного крыла) трудно, а иногда и невыполнимо сопоставить те или иные интрузивные тела из указанных групп с каким-то конкретным комплексом. Случалось и такое, что та же самая интрузия относится одновременно не только к одному комплексу. В силу выше написанного возникает ситуация, что дифференциация на комплексы магматических базитов не осуществлялась и они в неразделенном виде отнесены к верхнепалеозойским-нижнемезозойским траппам и обособлены в субвулканический алакитский комплекс.

Публикация подготовлена в рамках реализации ГЗ ЮНЦ РАН, № гос. рег. 125011700416-4.

Список литературы

1. Иванов Д.В. Критерии локального прогноза и признаки коренной алмазоносности в Алакит-Мархинском кимберлитовом поле (Сибирская платформа). Мирный, 2024. 155 с.

Биомаркерные и изотопные характеристики органического вещества докембрийских нефтей и их применение при прогнозе нефтегазоносности

Савельева И.А., Краснова Е.А., Сауткин Р.С.

Московский государственный университет имени М. В. Ломоносова

Введение. Докембрийские нефтегазоносные комплексы рассматриваются как один из наиболее перспективных источников расширения ресурсной базы, однако их геохимическая специфика малоизучена по сравнению с фанерозойскими бассейнами. Наиболее серьезные трудности связаны с интерпретацией состава органического вещества докембрийских толщ, что осложняет построение моделей нефтегазообразования и снижает точность прогноза нефтегазоносности.

Современные подходы к изучению органического вещества (ОВ) докембрия основываются на комплексе геохимических исследований, таких как биомаркерный и изотопный анализы. Они позволяют оценивать природу исходного ОВ, условия осадконакопления и степень катагенетического преобразования. В совокупности эти данные создают основу для перехода от описательного уровня геохимической характеристики докембрийских нефтей к решению задач прогноза нефтегазоносности на основе проведения бассейнового моделирования.

В представленной работе выполнен комплекс исследований стабильного изотопного состава нефти в сочетании с ее биомаркерными характеристиками. Это позволяет выделять изотопно-геохимические особенности докембрийских нефтей, прослеживать их распределение по разрезу и на площади и связывать с конкретными нефтегазоматеринскими толщами, что важно для прогноза нефтегазоносности. Цель исследования — определить наиболее информативные биомаркерные и изотопные признаки органического вещества докембрийских нефтей и показать, как их можно использовать в системе геохимических критериев прогноза нефтегазоносности докембрийских толщ.

Материалы и методы исследования. В рамках исследования были изучены 15 проб нефти, отобранных в пластах венд-кембрийского возраста (Среднеботуобинское, Сюльдюкарское, Бетинчинское, Марковское месторождения и месторождение им. Меньшикова) и в пластах рифейского возраста (Куюмбинское, Юрубчено-Тохомское месторождения), а также литературные материалы. Исследования выполнены на кафедре «Геология и геохимия горючих ископаемых» Московского университета с использованием современного аналитического оборудования.

Для проведения хромато-масс-спектрометрических и изотопных анализов предварительно выполнен групповой анализ нефти. Исследования органического вещества насыщенной и ароматической фракции исследуемых проб проводились с помощью газового хроматографа Agilent 8890B с масс-селективным детектором с высокоэффективным источником ионизации Inert plus, а обработка результатов выполнялась при помощи статей и справочного руководства (Weiss и др, 2000). Стабильный изотопный состав углерода по выделенным фракциям определен на приборе Delta V Advantage фирмы Thermo Finnigan; изотопные значения приведены в ‰ относительно стандарта VPDB, точность измерений контролировалась по международному стандарту NBS-22.

Результаты. Биомаркерный анализ докембрийских нефтей Восточной Сибири осложнен высокой степенью катагенетической зрелости и спецификой исходной цианобактериальной биоты, что приводит к частичной деградации реликтовых соединений. Тем не менее, на основе корреляции с литературными данными выделены устойчивые биомаркерные признаки, использованные для интерпретации исследуемых проб.

Установлено, что все исследованные нефти характеризуются сходным распределением н-алканов с максимумом в области n-C17 и повышенными значениями отношения $(nC17 + nC18)/(nC25 + nC26)$, что свидетельствует о преобладании морского органического вещества. Низкие значения отношения Pr/Ph (меньше 0,8) указывают на восстановительные условия осадконакопления.

По терпановым биомаркерам выявлены повышенные значения отношений $t22/t21$, $t24/t23$, $t26/t25 < 1$, а также $T24/t23 > 1$, что интерпретируется как формирование органического вещества в восстановительных, преимущественно карбонатных морских обстановках мелководного бассейна. Значения отношения $H35/H34$, близкие к единице, подтверждают отсутствие резко выраженной фациальной неоднородности условий осадконакопления.Во всех пробах отмечено преобладание С29-стероидных гомологов (этилхолестана), что для докембрийских нефтей интерпретируется как проявление специфики древней биоты (Баженова, 1981).

Анализ показал, что при общей близости биомаркерных характеристик нефти различаются по количественным параметрам катагенетической зрелости ($H29Ts/H29$, $Ts/(Ts + Tm)$, $bb/(aa + bb)C29$) и условий осадконакопления ($t26/t25$, $t24/t23$, диастераны/регулярные стераны С27, DBT/P). Нефти Юрубчено-Тохомской зоны характеризуются повышенными значениями указанных показателей, что указывает на более восстановительные карбонатные обстановки осадконакопления и более высокую степень катагенетической преобразованности. Полученные различия свидетельствуют о неоднородности источников органического вещества и условий его преобразования.

Помимо различий проб нефтей, отобранных на разных крупных тектонических элементах (Байкитская и Непско-Ботуобинская антеклизы), неоднородность установлена и в пределах Непско-Ботуобинской антеклизы: флюиды северной и южной частей различаются по ряду биомаркерных параметров. Для проб южной части НБА (Марковское месторождение) характерны повышенные значения отношений терпанов к гопанам ($T24/H30$, три-/пентациклические терпаны) и отклонения по зрелостным показателям, что может свидетельствовать о смешении флюидов в данной зоне либо о различии источников генерации.

Изотопный анализ дополняет биомаркерные данные и уточняет генетическую интерпретацию исследуемых нефтей. Изотопный состав углерода ($\delta^{13}C$) нефти рассматриваемых месторождений во всех образцах находится в интервале –35…–30 ‰, что свидетельствует об аквагенном, преимущественно морском типе исходного органического вещества и обогащении ^{12}C, характерном для докембрийских–кембрийских нефтей. По результатам диаграммы соотношений $\delta^{13}C$ насыщенной и ароматической фракций большинство образцов располагается ниже линии тренда, полученной по результатам исследований различных проб нефтей (Sofers, 1991), что интерпретируется как морский генезис органического вещества в карбонатных и глинисто-карбонатных толщах. При этом нефти Юрубчено-Тохомской зоны характеризуются обогащением тяжелым изотопом ^{13}C по сравнению с пробами с Непско-Ботуобинской антеклизы, что согласуется с различиями фациальных условий и степени зрелости, выявленными по биомаркерам.

По характеру изотопного распределения фракций различной полярности нефти разделены на две группы: первая включает пробы Марковского и Куюмбинского месторождений, близкие к изначальному биологическому тренду ($\delta^{13}C$ от –33 до –30 ‰); вторая представлена нефтями Непско-Ботуобинской антеклизы, для которых фиксируется потеря легких соединений и влияние вторичных процессов. Пробы Марковского месторождения демонстрируют более линейный характер изотопного распределения и занимают пограничное положение между диапазонами $\delta^{13}C$ для НБА и ЮТЗ (–32…–31 ‰), что предполагает частичное смешение флюидов из различных генетических источников.

Заключение. Таким образом, выполненный комплекс биомаркерных и изотопных исследований позволил провести геохимическое районирование и установить различия флюидов, как между двумя крупными зонами (Юрубчено-Тохомская и Непско-Ботуобинская антеклизы), так и внутри отдельного тектонического элемента. Выявленная неоднородность указывает на участие различных нефтегазоматеринских пород и очагов генерации в формировании исследуемых флюидов (Рис.1).

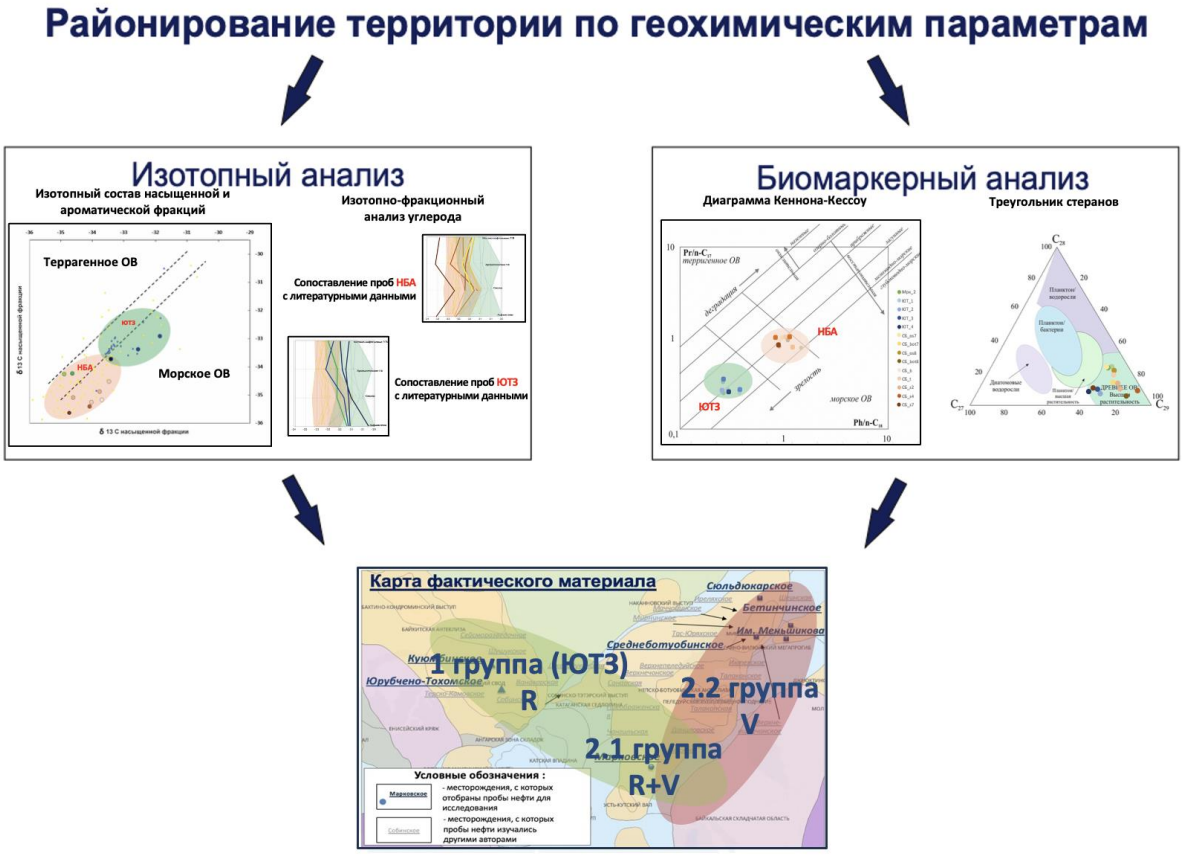


Рис. 1. Геохимическое районирование юга Лено-Тунгусского бассейна на основе геохимических исследований

С учетом того, что южная часть Непско-Ботуобинской антеклизы остается малоизученным регионом при наличии признаков возможного смешения флюидов, данная зона представляет особый интерес для дальнейших исследований. Перспективными направлениями являются детальное изучение геологического строения, расширение комплекса геохимических и изотопных анализов и интеграция этих данных в бассейновые модели для уточнения нефтегазоносности докембрийских комплексов.

Список литературы

1. Баженова Т.К., Белецкая С.Н., Беляева Л.С. и др. Органическая геохимия палеозоя и допалеозоя Сибирской платформы и прогноз нефтегазоносности. Л.: Недра, 1981, 211 с.
2. Sofer Z. Stable Isotopes in Petroleum Exploration / Sofer Z. // Source and Migration Processes and Evaluation Techniques / R. K. Merrill (ed.). – Tulsa: American Association of Petroleum Geologists, 1991. – P. 47-54

Новые данные по акцессорному хромиту Мончегорского плутона

Свиридов А.А., Грошев Н.Ю., Рундквист Т.В., Базай А.В.

Геологический институт, Кольский научный центр РАН, sasha.sviridov2004@yandex.ru

Введение. Акцессорные хромшпинелиды являются важными индикаторами петро- и рудогенеза (Плаксенко, 1989). Согласно результатам детального исследования

хромшпинелидов в Мончегорском плутоне (Рундквист и др., 2025), акцессорный хромит развит на следующих участках его обобщенного разреза (в порядке убывания магнезиальности пород и распространенности в них хромшпинелидов): 1) Дунитовый блок; 2) перидотитовая зона; 3) зона переслаивания перидотитов и пироксенитов; 4) части пироксенитовой зоны (основание с автолитами хромитоносных перидотитов, средние области, прилегающие снизу и сверху к рудному пласту 330, включая породы пласта, а также тело дунитов на восточном склоне Сопчи); 5) норитовая зона, где находки хромита связаны с породами оливинового горизонта. Венчающая разрез плутона габброноритовая зона не содержит хромита, как и большинство пород подстилающей норитовой зоны.

Фокус настоящего исследования направлен на пироксенитовую зону, в которой на склоне горы Ниттис (рис. 1А), в районе высотной отметки 300 м, нами были обнаружены коренные выходы и глыбы содержащих хромит расслоенных перидотитов. Для выяснения природы этого нового уровня развития перидотитов подготовлен полигон, на котором сейчас проводятся детальные геолого-геофизические и петрологические исследования. В настоящем докладе мы представляем первые данные, полученные в результате изучения образцов с хромитом из нескольких обнажений. В работе использовася сканирующий электронный микроскоп LEO-1450 (Carl Zeiss, Германия). Состав минералов изучался с помощью энергодисперсионного рентгеновского спектрометра ULTIMMAX-100 (OXFORD Instruments, Великобритания) с программным обеспечением Aztec 4.4.

Результаты и обсуждение. Хромитоносные ультрамафиты на склоне г. Ниттис, где на геологических картах ранее отмечались лишь ортопироксениты, представлены дунитами и гарцбургитами. Дуниты — это темно-серые массивные породы, образующие маломощные прослои среди гарцбургитов. Породы состоят преимущественно из оливина (93%), талька (2%) и хромита (5%). Структура дунитов является среднезернистой, панидиоморфнозернистой. Оливин представлен округлыми и короткопризматическими зернами размером до 3 мм, часто разбит трещинами. Как и в породах Дунитового блока (Смолькин и др., 2004), в оливине часто отмечаются двойники давления. Тальк развивается на контактах между зернами оливина и вдоль прожилков в виде мелких чешуек.

Гарцбургиты – породы темно-серого цвета и большего, по сравнению с дунитами, разнообразия оттенков, варьирующих от зеленоватых до буроватых. По текстурным особенностям гарцбургиты разделяются на три типа: мелкопятнистые, крупнопятнистые и массивные. Структура пород среднезернистая, гипидиоморфнозернистая, пойкилитовая. Минеральный состав: оливин – 76–82%, ортопироксен – 10–16%, хромит – 3–7%, тальк до 4%, серпентин до 2%. Как и дуниты, гарцбургиты соответствуют оливиновым кумулатам. Ортопироксен в массивных гарцбуригитах образует неправильные интерстициальные зерна, в пятнистых разновидностях минерал представлен ойкокристаллами размером до 3 см. В гарцбургитах часто встречаются прослои, обогащенные ортопироксеном, которые хорошо выделяются на выветрелой поверхности и подчеркивают расслоенность (рис. 1Б). В ортопироксене нередко наблюдаются включения мелких зерен оливина и хромита.

Хромит образует относительно равномерную вкрапленность (рис. 1В) зерен размером 100–150 мкм и встречается в виде округлых и субидиморфных включений в оливине и ортопироксене, а также вдоль контактов между зернами силикатов. В отраженном свете видно, что многие зерна хромита имеют темно-серые ядра и более светлые каймы (рис. 1Г). Ядра зональных зерен по химическому составу более глиноземистые (рис. 2А), магнезиальные, содержат больше цинка (ср. содержание ZnO 0.31 мас.%), а каймы – более железистые (рис. 2А) и содержат больше примеси никеля (ср. содержание NiO 0.24 мас.%). Встречаются отдельные незональные высокохромистые зерна (в оливине) и однородные железистые и относительно низкохромистые зерна, состав которых близок к составу каемок в зональных зернах (рис. 2А). Наши наблюдения, таким образом, можно соотнести с тремя генерациями хромшпинелидов в

гипербазитах печенгского рудного поля (Нерадовский, Смолькин, 1977; Смолькин, Пахомовский, 1985). Усредненные данные по составу хромита приведены в таблице 1.

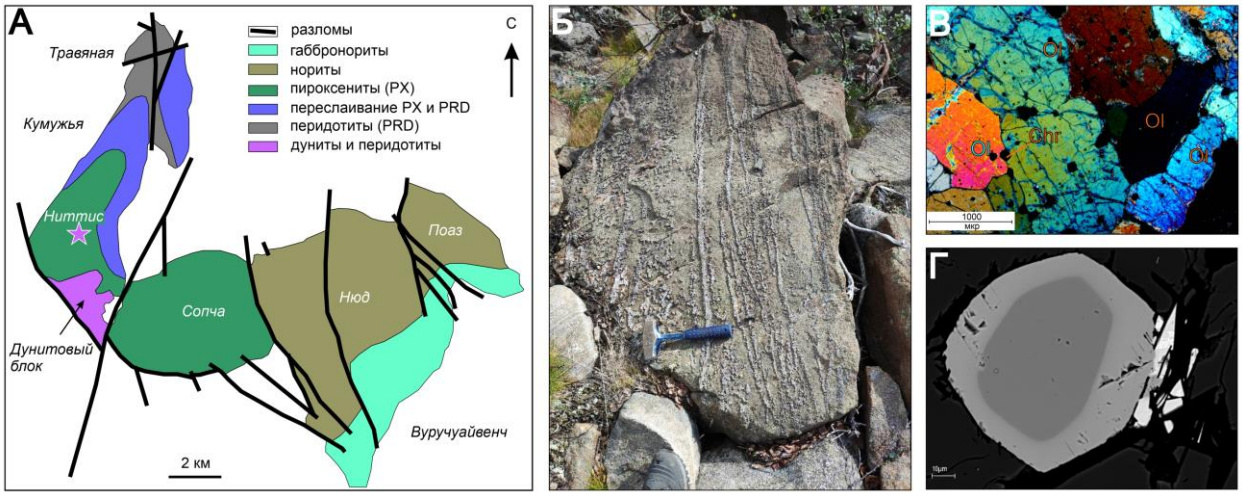


Рис. 1. А – геологическая схема, показывающая распространение мафит-ультрамафитовых пород Мончеплутона и положение изученных коренных выходов (звездочка); Б – глыба расслоенных перидотитов; В – микрофотография дунита; Г – BSE-изображение зонального зерна хромита .

Таблица 1. Средние составы акцессорного хромита из пород на склоне горы Ниттис, мас.%.

Зоны	MgO	Al_2O_3	SiO_2	TiO_2	V_2O_3	Cr_2O_3	MnO	$FeO_{общ.}$	CoO	NiO	ZnO	Сумма
Центр (14)	4.43	17.74	0.00	0.63	0.33	42.50	0.31	33.97	0.25	0.15	0.31	100.62
Край(14)	1.93	6.28	0.07	1.21	0.26	39.69	0.43	49.56	0.23	0.24	0.14	100.4
О.З.(1)	1.26	2.82	0.00	0.95	0.31	34.19	0.4	57.83	0.25	0.27	0.16	98.44

Для сравнения были взяты данные по химическому составу хромита из пород Мончегорского плутона. В сравнении участвовали следующие породы с акцессорным хромитом: породы двух нижних зон массива НКТ, хромитоносные автолиты на г. Кумужья, дунитовое тело на северо-восточном склоне горы Сопча, породы Дунитового блока и породы пласта 330 (Рундквист и др., 2025; Pripachkin et al., 2024; Chistyakova et al., 2015). Кроме этого, на сравнительные диаграммы рис. 2 нанесен средний состав рудного магнезиохромита из Сопчеозерского месторождения.

Рудный хромит из Сопчеозерского месторождения выделяется низкой железистостью и глиноземистостью и наиболее высоким содержанием хрома (рис. 2Б). Акцессорные хромшпинелиды по сравнению с ним более глиноземистые, содержат больше Fe^{3+} и меньше Cr^{3+}. Точка среднего состава акцессорного хромита из пород Дунитового блока располагается в поле составов хромита из автолитов на г. Кумужья. Это поле частично пересекается с полем составов хромита из перидотидов Ниттис.

Поле составов хромита из пород двух нижних зон массива НКТ незначительно перекрывают точки составов хромшпинелидов из перидотитовых тел (рис. 2В). Хромит из данных зон в сравнении с хромитом из перидотитов обладает повышенной глиноземистостью и железистостью, однако пониженной хромистостью. Часть точек составов попадают в поле магнетита (рис. 2В) по современной классификации шпинелидов (Bosi et al., 2019).

Хромшпинелиды из пород пласта 330 похожи по составу на хромит из перидотитов на г. Ниттис (рис. 2Г). Эти хромшпинелиды встречаются в виде зональных зерен. При этом ядерные части зерен также более глиноземистые, менее хромистые и обладают низкой железистостью.

Выводы. Природа содержащих хромит перидотитов в разрезе пироксенитовой зоны г. Ниттис является дискуссионной и может быть объяснена с нескольких позиций: а)

образование перидотитов связано с дополнительным магматическим внедрением, которое также ответственно за формирование рудного пласта 330; б) расслоенные перидотиты, аналогично породам Дунитового блока и хромитоносным перидотитам вблизи вершины г. Кумужья, являются автолитами наиболее ранних дифференциатов плутона.

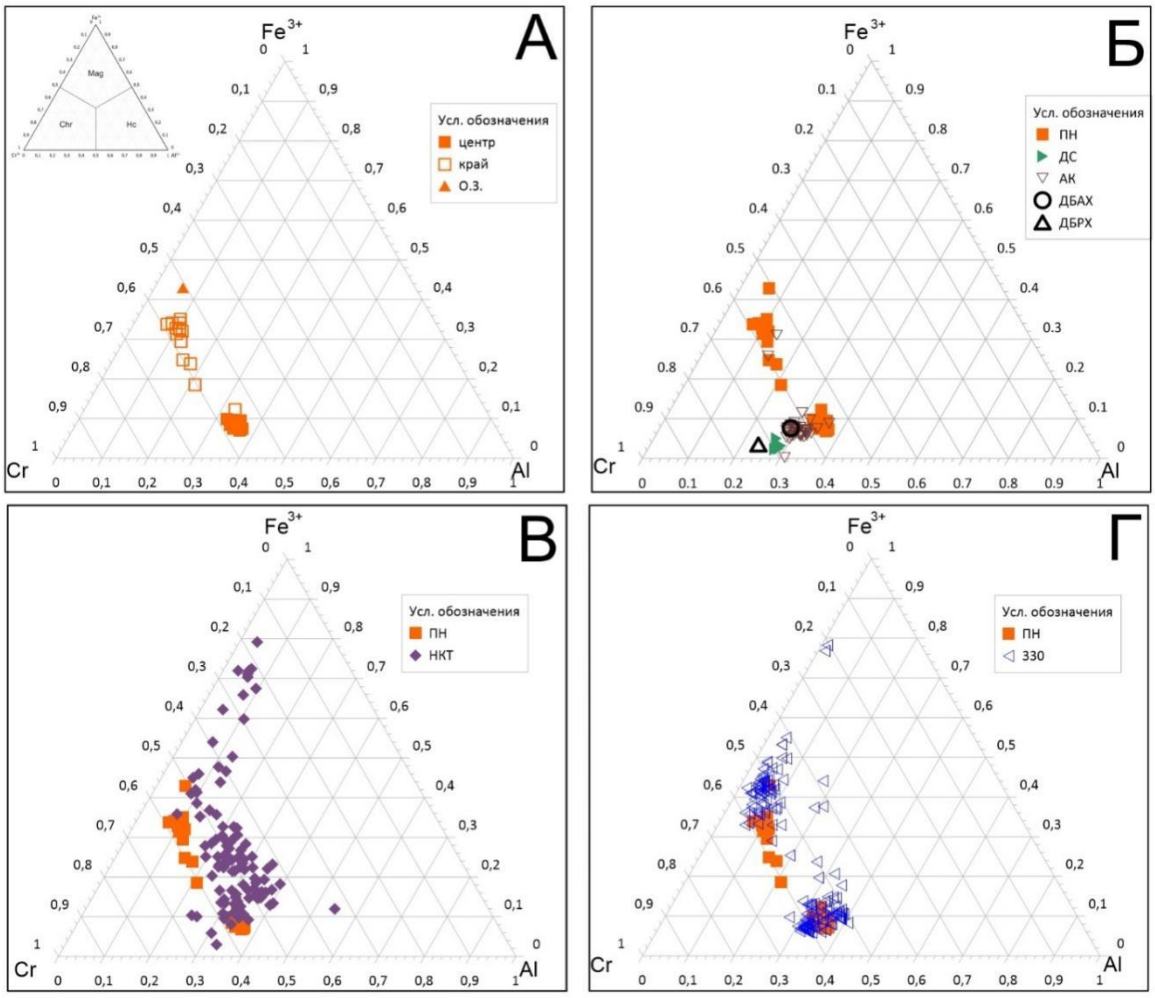


Рис. 2. Диаграммы Al-Fe-Cr для хромита из перидотитов, отобранных на склоне г. Ниттис. А – составы центральных и краевых частей зерен, включая однородное зерно (О.З.); Б – сравнение хромита из перидотитов Ниттис (ПН) и хромита из: дунитового тела на восточном склоне Сопчи (ДС), автолитов перидотитов вблизи вершины г. Кумужья (АК), дунитов и руд Сопчеозерского месторождения (средние составы, ДБАХ и ДБРХ соответственно); В – аналогичное сравнение с хромшпинелидами из пород двух нижних зон массива НКТ (НКТ); Г – сравнение хромита из перидотитов Ниттис (ПН) и хромита из пород пласта 330, включая пироксениты, подстилающие и перекрывающие пласт (330). Для построения диаграмм сравнения использованы данные (Chistyakova et al., 2015; Pripachkin et al., 2024; Рундквист и др., 2025).

Анализ состава хромшпинелидов показывает, что хромит из перидотитов Ниттис отличается от хромита из нижних зон массива НКТ; наибольшая степень перекрытия полей фигуративных точек отмечается для хромита из автолитов на горе Кумужья и из пород, ассоциирующих с пластом 330.

Для дискуссии о природе изучаемых нами перидотитов эти данные являются значимым фактическим материалом. В отдельном представлении они мало влияют на выбор позиции, однако, несомненно, они будут использованы при дальнейших исследованиях.

Благодарности и финансирование. Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2024-0004.

Список литературы

1. Нерадовский Ю.Н., Смолькин В.Ф. Необычные титан-хромовые шпинели в породах никеленосных массивов Печенги / Минералы и парагенезисы минералов основных и ультраосновных пород Кольского полуострова. Апатиты, 1977. С. 125–135.
2. Плаксенко А. Н. Типоморфизм акцессорных хромшпинелидов ультрамафит-мафитовых магматических формаций. Воронеж, 1989. 224 с.
3. Рундквист Т. В., Припачкин П. В., Грошев Н. Ю., Базай А. В. Акцессорные хромшпинелиды Мончегорского расслоенного комплекса (Кольский полуостров). Апатиты, 2025. 199 с.
4. Смолькин В.Ф., Пахомовский Я.А. Парагенезис оливин-хромшпинелид в ультрамафитах Печенги и его петрогенетическое значение // Изв. АН СССР. Сер. геол. 1985. № 4. С. 57–73.
5. Смолькин В.Ф., Нерадовский Ю.Н., Федотов Ж.А., Дедюхин А.Н., Мокрушин А.В. Сопчеозерское месторождение хромитовых руд Мончеплутона / Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, руденение, изотопия, глубинное строение. Апатиты, 2004. С. 102–152.
6. Bosi F., Biagioni C., Pasero M. Nomenclature and classification of the spinel supergroup // European Journal of Mineralogy. 2019. V. 31. P. 183–192
7. Chistyakova S., Latypov R., Zaccarini F. Chromitite dykes in the Monchegorsk layered intrusion, Russia: in situ crystallization from chromite-saturated magma flowing in conduits // Journal of Petrology. 2015. V. 56. 12. P. 2395–2424.
8. Pripachkin P., Rundkvist T., Mokrushin A., Bazai A. Monchegorsk Mafic-UltramaficLayered PGE-Bearing Complex (2.5 Ga, Kola Region, Russia): On 186 the Problem of Relationships between Magmatic Phases Based on the Study of Cr Spinels // Minerals. 2024. V 14. P. 856

Высокобарические комплексы в истории формирования литосферы западной Монголии

Скузоватов С.Ю.

Институт геохимии им. А.П. Виноградова СО РАН, г. Иркутск, Россия, skuzovatov@igc.irk.ru

Высокобарические метаморфические комплексы являются распространенным компонентом орогенных поясов и важным источником информации о масштабах и динамике процессов в зонах палеоконвергенции. Два основных сценария предполагают формирование метаморфических комплексов высоких давлений в результате океанической субдукции с последующей эксгумацией в составе меланжей серпентинитового или метаосадочного состава и их аккрецией к континентальным блокам или островным дугам (1), и в корневых зонах субдукционно-коллизионных орогенов на финальных стадиях закрытия океанических бассейнов при взаимодействии двух континентальных блоков или континента/микроконтинента с островной дугой (2). Поскольку последовательная эволюция от океанов к континентам предполагает переход от океанической субдукции к континентальной коллизии, нередким является пространственное совмещение высокобарических пород различного происхождения со схожими или контрастными *P-T-t* историями, значимыми различиями во времени метаморфического преобразования или единым эпизодом метаморфизма, а также – в ряде случаев – с признаками высокобарического полиметаморфизма. Как следствие, корректное использование высокобарических комплексов, в том числе содержащих эклогиты *sensu stricto*, в геологических и тектонических реконструкциях требует взаимонезависимого решения ряда вопросов, таких как природа протолита пород, геодинамический контекст реализации высоких градиентов P/T и выявление петрологических (петрохронологических) индикаторов эволюции пород.

На территории западной Монголии субдукционные процессы зафиксированы в пределах протяженной (более 800 км) в юго-восточном направлении Озерной зоны, которая исходно рассматривалась как крупная аккреционная структура в пределах Центрально-Азиатского пояса (ЦАСП) (Badarch et al., 2002) и область преимущественно ювенильного корообразования (Kovalenko et al., 2004). В пределах зоны установлены поздненеопротерозойские офиолиты, фиксирущие стадию формирования протоостроводужной литосферы (~570 млн лет; Гибшер и др., 2001; Козаков и др., 2002; Jian et al., 2014), и распространенные ареалы раннекембрийского базитового и среднего-кислого магматизма, приуроченного к стадии зрелой субдукции (Руднев и др., 2019 и другие работы

автора; Janoušek et al., 2018). Консенсуса относительно единой модели происхождения и эволюции надсубдукционного магматизма и соответствующей ему геодинамической эволюции «Монгольского коллажа» нет; в некоторых попытках компиляции, однако, предлагается единый Их-Монгольский пояс кембрий-ордовикских островных дуг, заложенных на латерально неоднородной литосфере окраины Дзабхан-Байдрикского микроконтинента (Janoušek et al., 2018).

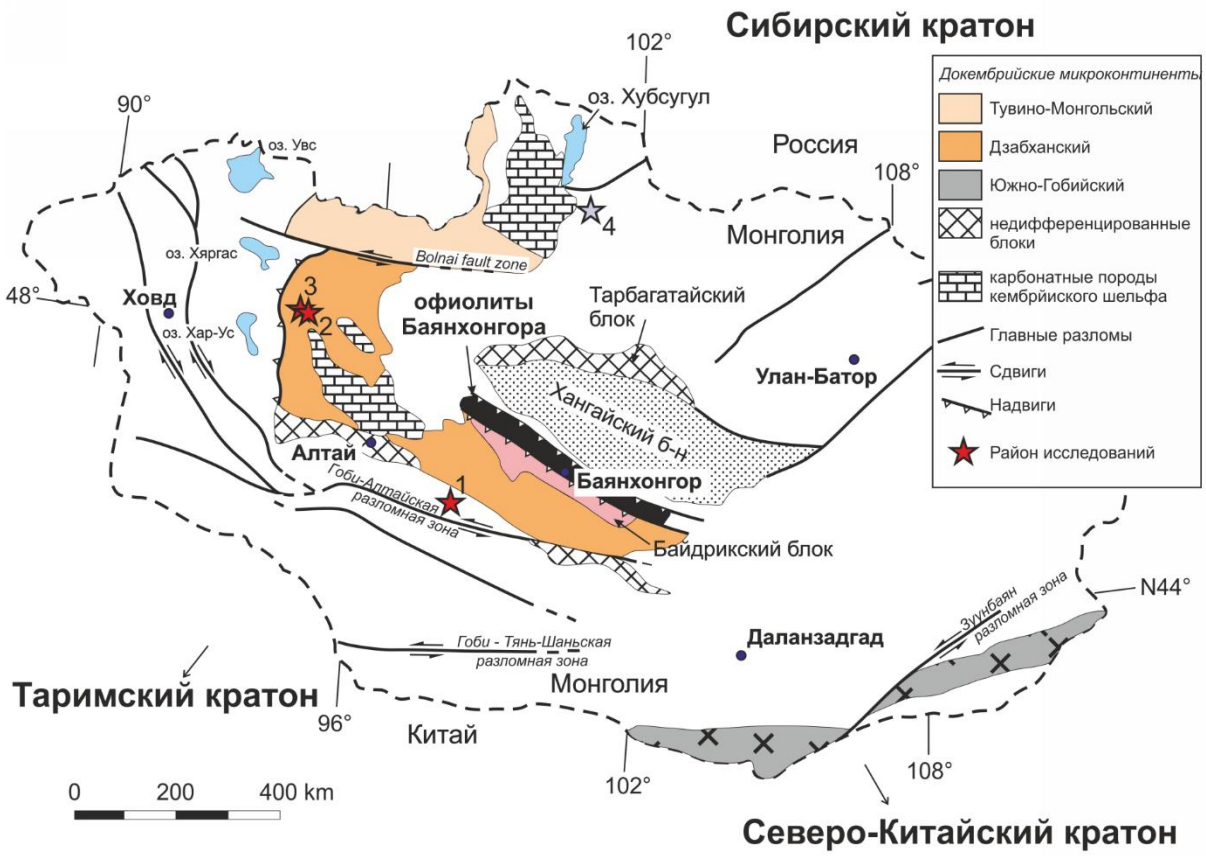


Рис. 1. Упрощенная схема тектонической структуры Монголии с выделенными основными докембрийскими структурными единицами и положением известных высокобарических комплексов: (1) Алаг-Хадны, (2) Хунгуй-Хутул, (3) Ургамал, (4) Цэнгэл.

За последние два десятилетия на указанной территории обнаружены и описаны три местонахождения высокобарических пород, включая аккреционный эклогитсодержащий комплекс Алаг-Хадны (район с. Чандмань, хр. Замтын-Нуруу) (Štípská et al., 2010; Skuzovatov et al., 2018, 2024) (1), эклогитсодержащие кварцитовые и кварцитосланцевые толщи зоны Хунгуй (район с. Дулвелжин, р. Дзабхан) (Bayarbold et al., 2023, 2026) (2) и эклогиты района с. Ургамал (Zhu et al., 2023). Все указанные объекты приурочены к тектоническому меланжу Хутул между Озерной зоной и Дзабханским террейном, содержащей блоки разновозрастных метаморфических пород от палеопротерозоя до раннего палеозоя (к примеру, Bold et al., 2016; Козаков и др., 2021; Kovach et al., 2021). Однозначно трактовать обстановку формирования всех указанных комплексов не представлялось возможным. Эклогиты всех указанных комплексов характеризуются схожими максимальными условиями субдукционного погружения (1.9–2.2 ГПа, 560–625°С), а также близким, главным образом, раннекембрийским временем предполагаемого проявления высокобарического метаморфизма (543–512 млн лет), оцененного, однако, разными методами, а также демонстрируют контрастные геохимические характеристики. В настоящем сообщении рассматриваются вопросы продолжительности субдукционных процессов, формировавших указанные ассоциации пород, а также изофациальности и хронологии метаморфизма пород различной литологии.

Наиболее детально охарактеризованными с геохронологической точки зрения к настоящему моменту являются высокобарические породы комплекса Алаг-Хадны, где эклогиты геохимического типа T-MORB с умеренно деплетированными характеристиками ($\varepsilon_{Nd}(t)$ = -1.6 ÷ +3.7) и преимущественно мезопротерозойскими модельными возрастами (1.8–1.4 млрд лет) тесно ассоциируют с деформированными неопротерозойскими и мезопротерозойскими ортогнейсами (фундамент), метапелитами и кварцитосланцами. Ранние датировки в 543–537 млн лет, полученные для эклогитов и ассоциирующих метапелитов ^{40}Ar-^{39}Ar методом (Štípská et al., 2010), рассматриваются как время низкотемпературного закрытия изотопной системы в связи с завершением аккреционных событий или наложенным термальным событием, связанным с надсубдукционным магматизмом (Buriánek et al., 2017; Janoušek et al., 2018). Локальный анализ изотопного состава Rb-Sr (LA-ICP-MS/MS), для которого температуры закрытия оцениваются в диапазоне 500–600°C (в отсутствие эффектов флюидного метасоматоза и деформаций – выше 600°C) предполагает кристаллизацию фенгита в условиях, близких к пиковым, на рубеже 568±9 млн лет. Последующие деформационные события и частичная перекристаллизация при эксгумации пород приводят к частичному омоложению полученных возрастов (до 559±6 млн лет) (Skuzovatov et al., 2024).

Интегральные оценки времени метаморфизма, полученные для двух эклогитов с применением Lu-Hf изохронного датирования (MC-ICP-MS), составили 589±2 и 570±2 млн лет, что, с учетом характера распределения Hf и тяжелых РЗЭ в гранате, соответствует росту ядер порфиробластов (1.4–1.8 ГПа) в первом случае и смещением в сторону пиковых параметров (550–590°C при 2.0–2.2 ГПа) – во втором. При этом наблюдаемая неоднородность величин ^{176}Lu/^{177}Hf предполагает возможность двухстадийного роста граната с разрывом во времени, превышающим разрешение метода. Попытки определения времени метаморфизма фельзических пород (метагранитоидов и парагнейсов) и ограниченных по распространению метапелитов фиксируют лишь ориентировочное время финальных аккреционных событий на рубеже ~540 млн лет (Buriánek et al., 2017; Skuzovatov, 2021). Вместе с тем, продолжающимися в настоящее время исследованиями установлен Sm-Nd возраст (MC-ICP-MS) кианит-гранат-фенгитовых сланцев в 561±9 млн лет, что предполагает возможное совмещение части эклогитов и метапелитов в условиях эклогитовой фации, близких к параметрам максимального субдукционного погружения.

Эклогиты блока Хунгуй, обнаруженные в западном продолжение той же тектонической зоны среди структур Дзабханского микроконтинента, представлены главным образом сильно ретроградно преобразованными разновидностями эклогитов и амфиболитов (Bayarbold et al., 2022, 2026) среди кварцитосланцевых толщ, время накопления которых оценивается в 2.10 млрд лет (Kovach et al., 2021; Zhu et al., 2023). Эклогиты (580–610°C при 2.1–2.2 ГПа) и амфиболиты (575–635°C при 0.1–0.5 ГПа) имеют характеристики базитов континентальных дуг, что отличает их от эклогитов Алаг-Хадны, демонстрируют признаки интенсивного флюидного метасоматоза при взаимодействии с вмещающими толщами с формированием фенгита и атолловидного граната и высокими, радиогенными отношениями ^{87}Sr/^{86}Sr$_{(i)}$. Циркон в эклогитах имеет характеристики унаследованных магматических зерен, наиболее вероятно – из вмещающих пород (1898±5 млн лет). Новообразованный или перекристаллизованный в условиях эклогитовой фации циркон в породах не выявлен; в то же время для эклогитов блока Хунгуй методом Sm-Nd получен возраст 526±13 млн лет (Bayarbold et al., 2026).

Эклогиты района с. Ургамал на северном продолжении той же тектонической зоны меланжа экспонированы в гранито-гнейсах и кварцитосланцевых толщах с мезопротерозой-неопротерозойскими оценками максимального возраста отложения в 0.80–0.84 и 1.54 млрд лет. Максимальные условия погружения пород оцениваются 560°C и 2.2 ГПа, а время самого метаморфического события, совместного для эклогитов и вмещающих гранито-гнейсов с ранненеопротерозойским протолитом (811 млн лет), определено на рубеже раннего кембрия в 522–519 млн лет по циркону U-Pb методом (Zhu et al., 2023). Сами эклогиты имеют обогащенную геохимическую специфику с $\varepsilon_{Nd}(t)$ от -8.1 до -2.9 и (^{87}Sr/^{86}Sr)$_i$ в диапазоне

(0.7083–0.7095), указывающую на вклад корового материала, и интерпретируемую авторами как результат рифтогенного формирования протолита (Zhu et al., 2023).

Компиляция данных позволяет предполагать формирование высокобарических парагенезисов вне непосредственной генетической и хронологической связи с разнообъемным надсубдукционным магматизмом региона (~550–495 млн лет). Для северной части меланжа Хутул достаточно очевидно реконструируется связь эклогитсодержащих ассоциаций пород с коллизионными процессами и финальной стадией (~520 млн лет) закрытия океанических бассейнов между континентальными фрагментами или дугами, наблюдаемыми в современной структуре Дзабханского микроконтинента (Zhu et al., 2023; Bayarbold et al., 2026). Для эклогитов Алаг-Хадны такой прямой связи не наблюдается; вместо этого предполагается, что MORB-протолит эклогитов мог быть сформирован в обстановке пассивной окраины при ее рифтогенезе (Buriánek et al., 2017; Skuzovatov et al., 2018), заложении зоны субдукции (не позднее 590 млн лет), высокобарическом метаморфизме и последующей эксгумации пород (590–560 млн лет). Таким образом, хронология метаморфической эволюции эклогитов Алаг-Хадны (~590–560 млн лет) не имеет полного согласования с временем инициации субдукционных процессов, отраженной в офиолитах хребтов Хантайшир и Дарив. В совокупности представляется наиболее вероятным, что процессы заложения зон субдукции западной и юго-западной периферии Дзабхан-Байдриского микроконтинента, а также сопутствующего высокобарического метаморфизма, могли быть дискретными и полихронными. В частности, предполагаемая дискретность субдукционных процессов могла контролироваться присутствием и динамикой перемещения отдельных террейнов/микроконтинентов и масштабами пространственно связанных с ними океанических бассейнов.

Исследования проводятся в рамках проекта Российского научного фонда №25-27-00541.

Список литературы

1. Гибшер А.С., Хаин Е.В., Котов А.Б. и др. Поздневендский возраст хантайширского офиолитового комплекса Западной Монголии // Геология и геофизика. 2001. Т. 42. №8. С. 1179–1185.
2. Козаков И.К., Сальникова Е.Б., Хаин Е.В. и др. Этапы и тектоническая обстановка формирования кристаллических комплексов ранних каледонид Озерной зоны Монголии: результаты U-Pb и Sm-Nd изотопных исследований. // Геотектоника. 2002. №2. С. 80–92.
3. Руднев С.Н., Мальковец В.Г., Белоусова Е.А. и др. Состав и возраст плагиогранитоидов южной части Озерной зоны западной Монголии // Геология и геофизика. 2019. Т. 60. № 11. С. 1513—1541.
4. Козаков И.К., Ковач В.П., Сальникова Е.Б. и др. Формирование неопротерозойской континентальной коры в структурах центрального сегмента Центрально-Азиатского складчатого пояса // Петрология. 2021. Т. 29. №2. С. 195–224.
5. Badarch G., Cunningham W.D., Windley B.F. A new terrane subdivision for Mongolia: implications for the Phanerozoic crustal growth of Central Asia // Journal of Asian Earth Sciences. 2002. V. 21. P. 87–110.
6. Bayarbold M., Okamoto A., Dandar O. et al. Continental arc-derived eclogite in the Zavkhan Terrane, western Mongolia: Implications for the suture zone in the northern part of the Central Asian Orogenic Belt // Journal of Asian Earth Sciences. 2022. V. 229. P. 105150.
7. Bayarbold M., Okamoto A., Tsuchiya N. et al. Subduction-induced high-pressure collision metamorphism: Evidence from Early Cambrian eclogites in the HP Hutul Mélange, Zavkhan Terrane, Western Mongolia // Gondwana Research. 2026. V. 155. P. 176–195.
8. Bold U., Crowley J.L., Smith E.F. et al. Neoproterozoic to early Paleozoic tectonic evolution of the Zavkhan terrane of Mongolia: Implications for continental growth in the Central Asian orogenic belt // Lithosphere. 2016. V. 8(6). P. 729–750.
9. Buriánek D., Schulmann K., Hrdličková K. et al. Geochemical and geochronological constraints on distinct Early-Neoproterozoic and Cambrian accretionary events along southern margin of the Baydrag Continent in western Mongolia // Gondwana Research. 2017. V. 47. P. 200–227.
10. Janoušek V., Jiang Y., Buriánek D. et al. Cambrian-Ordovician magmatism of the Ikh-Mongol Arc System exemplified by the Khantaishir Magmatic Complex (Lake Zone, south–central Mongolia) // Gondwana Research. 2018. V. 54. P. 122–149
11. Jian P., Kröner A., Jahn B. et al. Zircon dating of Neoproterozoic and Cambrian ophiolites in West Mongolia and implications for the timing of orogenic processes in the central part of the Central Asian Orogenic Belt // Earth-Science Reviews. 2014. V. 133. P. 62–93.

12. Kovach V., Kozakov I., Kröner A. et al. Early Neoproterozoic crustal growth and microcontinent formation of the north–central central Asian Orogenic Belt: new geological, geochronological, and Nd–Hf isotopic data on the M´elange Zone within the Zavkhan terrane, western Mongolia // Gondwana Research. 2021. V. 91. P. 254–276.
13. Kovalenko V.I., Yarmolyuk V.V., Kovach V.P. et al. Isotope provinces, mechanisms of generation and sources of the continental crust in the Central Asian mobile belt: geological and isotopic evidence // Journal of Asian Earth Sciences. 2004. V. 23. P. 605–627.
14. Skuzovatov S.Yu. Nature and (in-)coherent metamorphic evolution of subducted continental crust in the Neoproterozoic accretionary collage of SW Mongolia // Geoscience Frontiers. 2021. V. 12(3). P. 101097.
15. Skuzovatov S.Yu., Shatsky V.S., Dril S.I. et al. Elemental and isotopic (Nd-Sr-O) geochemistry of eclogites from the Zamtyn-Nuruu area (SW Mongolia): crustal contribution and relation to Neoproterozoic subduction-accretion events // Journal of Asian Earth Sciences. 2018. V. 167. P. 33–51.
16. Skuzovatov S.Yu., Skoblenko A.V., Vezinet A. et al. The impact of exhumation onto fluid-mobile element budget and Rb-Sr isotope heterogeneity of the subducted eclogitic crust (Alag-Khadny, SW Mongolia) // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2024. V. 179. P. 100.
17. Štípská P., Schulmann K., Lehmann J. et al. Early Cambrian eclogites in SW Mongolia: Evidence that the Palaeo-Asian Ocean suture extends further than expected // Journal of Metamorphic Geology. 2010. V. 28. P. 915–933.
18. Zhu M., Zhang F., Smit M.A. et al. Discovery of a >1,000 km Cambrian eclogite-bearing high-pressure metamorphic belt in the Central Asian Orogenic Belt: implications for the final closure of the Pan-Rodinian ocean // JGR Solid Earth. 2023. V. 128. e2022JB025388.

Сравнительная характеристика гематитовых жил и брекчий месторождения Мыс Корабль (Кольский п-ов) со схожими проявлениями в мире

Соловьева А.Н.[1], Зозуля Д.Р.[1], Чикирёв И.В.[1, 2]

[1] Геологический институт КНЦ РАН, г. Апатиты, Россия, a.soloveva@ksc.ru
[2] Филиал ФГАОУ ВО «Мурманский арктический университет» в г. Апатиты

Введение. Долгое время считалось, что гидротермальные проявления северного борта Кандалакшского авлакогена (Кольский п-ов) представлены кварцевыми, баритовыми, флюоритовыми и кальцитовыми жилами. Недавнее открытие в восточной части аметистового месторождения Мыс Корабль уникальных анхимономинеральных гематитовых жил и брекчий с редкоземельной и халькофильной минерализацией (Зозуля и др., 2021; Соловьева и др., 2023; 2024; Zozulya et al., 2025) выводит значимость и масштабы гидротермальных проявлений региона на качественно новый уровень. Данные образования не имеют известных мировых аналогов по сочетанию минеральных ассоциаций и структурно-текстурным особенностям, что требует их детальной сравнительной характеристики со схожими месторождениями в мире, что позволит уточнить их генетическое положение.

Результаты и обсуждение. В ходе исследования установлено, что гематитовые жилы и брекчии приурочены к двум системам трещин [субширотного (жилы выполнения) и северо-восточного (жилы замещения) простирания] в среднерифейских красноцветных песчаниках терской свиты (рис. 1) и сложены пластинчатым гематитом (размер зерен 5-100 μm) с переменным количеством калиевого полевого шпата, кварца и барита. Ключевой особенностью является наличие редкоземельной минерализации, представленной фосфатами (монацит-(Ce)) и ванадатами (уэкфилдит-(Ce)), что указывает на высокий окислительный потенциал и специфичный состав флюидов (H_2O–Cl с высокой активностью K, P, S) (Соловьева и др., 2023; Zozulya et al., 2025). Халькофильная минерализация, представленная галенитом, арсенопиритом, киноварью и сульфосолями серебра (аргентополибазит, пираргирит) свидетельствует об эпитермальных условиях (<200°C) (Соловьева и др., 2024).

На основе комплекса геолого-минералогических данных было проведено сравнение гематитовых проявлений Мыса Корабль со схожими объектами в мире (табл. 1). Установлено, что они проявляют черты сходства с низкотемпературными эпитермальными образованиями (месторождения Шварцвальд, Германия, и Ахмадабад, Иран) (Walter et al., 2020; Babaei and Ganji, 2018), а также с железооксидными медно-золотыми системами IOCG-типа (Олимпик Дэм, Австралия) (Ehrig et al., 2012). С эпитермальными объектами (Шварцвальд и Ахмадабад) их сближают рифтогенная или постколлизионная геодинамическая обстановка, наличие

красноцветных вмещающих пород (для Шварцвальда), сходные температурные интервалы (150–220°C), вероятный механизм смешения глубинных и малоглубинных флюидов, а также отсутствие или бедность сульфидной минерализации. В то же время, с IOCG-системами (Олимпик Дэм) Мыс Корабль роднят развитие брекчиевых текстур, формирование обильного низко-Ti пластинчатого гематита с примесями W и V, проявление калиевого метасоматоза (образование K-полевого шпата), присутствие *REE*-минерализации. Однако существуют и принципиальные отличия от классических IOCG-месторождений: в Мысе Корабль отсутствуют промышленные концентрации Cu, Au, Ag и U, масштабы оруденения значительно меньше, а температуры формирования существенно ниже (эпитермальные). Ранние стадии образования магнетита и сульфидов в месторождениях IOCG указывают на восстановительный характер флюидов, в то время как железооксидные проявления Мыса Корабль формировались в окислительных условиях.

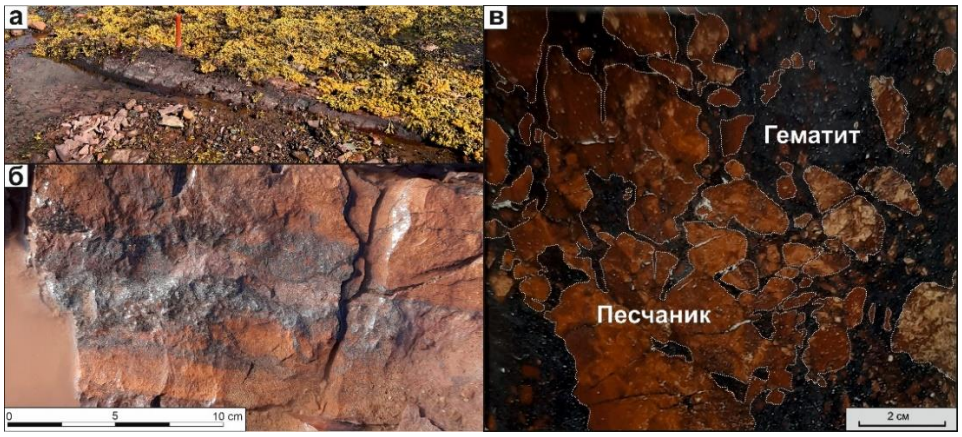


Рис. 1. Фотографии коренных обнажений и образцов пород: а – жилы выполнения; б – жилы замещения; в – фото приполированного образца гематитовой брекчии.

Выводы. Гематитовые жилы и брекчии Мыса Корабль по текстурно-структурным и минералогическим признакам занимают промежуточное положение между низкотемпературными эпитермальными (Шварцвальд, Ахмадабад) и мезотермальными образованиями IOCG-систем (Олимпик Дэм).

Рифтогенная обстановка, наличие красноцветных вмещающих пород (для Шварцвальда), сходные температурные интервалы (150–220°C) и вероятный механизм смешения флюидов сближают Мыс Корабль с гематит-флюоритовыми (Шварцвальд) и гематит-баритовыми жилами (Ахмадабад).

Развитие брекчиевых текстур, формирование обильного низко-Ti гематита с примесями W и V, калиевый метасоматоз, присутствие *REE*- и баритовой минерализации, а также необычная Ag-Cu-Sb-As ассоциация сульфидов и сульфосолей указывают на генетическое родство с IOCG-системами.

Таблица 1. Сравнительная характеристика гидротермальных гематитовых проявлений (по Babaei & Ganji, 2018; Courtney-Davies et al., 2019; Ehrig et al., 2012, 2021; Walter et al., 2018, 2020).

Параметры	**Мыс Корабль (Россия)**	**Шварцвальд (Германия)**	**Ахмадабад (Иран)**	**Олимпик-Дэм (Австралия)**
Тип образования	Гематитовые жилы и брекчии	Флюорит-гематитовые жилы	Гематит-баритовые жилы	Гематитовая брекчия
Форма тела	Жилы (мощность 2–20 см), небольшие брекчиевые зоны (~1–2 м²)	Жилы мощностью до нескольких метров, протяженностью до сотен метров	Одиночная жила (мощность 2–5 м, длина ~100 м)	Гигантский брекчиевый комплекс (мощность до 1 км)
Класс	Гидротермальный	Гидротермальный	Гидротермальный	Гидротермальный

Параметры	Мыс Корабль (Россия)	Шварцвальд (Германия)	Ахмадабад (Иран)	Олимпик-Дэм (Австралия)
Вмещающие породы	Красноцветные песчаники	Граниты и красноцветные песчаники	Андезиты, трахиандезиты, дациты, туфы	Граниты, песчаники
Тектоническая обстановка	Рифтогенная	Рифтогенная	Сдвиговая (рифтогенная?)	Постколлизионная
Главные рудные минералы	Гематит	Гематит, флюорит	Гематит, барит	Гематит, магнетит
Второстепенные минералы	K-полевой шпат, барит, кварц	Барит, кварц, сидерит	Кварц, гетит, лимонит, магнетит	Уранинит, браннерит
***REE* минерализация**	Монацит-(Ce), уэкфилдит-(Ce), паризит-(Ce)	-	-	Бастнезит-(Ce), синхизит-(Ce), флоренсит-(Ce), монацит-(Ce)
Халькофильная минерализация	Бедная (галенит, халькозин, киноварь, арсенопирит, сульфосоли Ag)	Бедная (эмплектит, висмутинит, халькопирит, виттихенит)	Пирит	Богатая (халькопирит, борнит, халькозин)
Самородные минералы	-	-	-	Au, Ag
Примеси в гематите	W, V	U, Th, Pb	-	U, W, Sn, V
Температура	50–200°C (оценка)	112-152°C флюорит 150-155°C гематит	142–256°C	200–500 ℃
Окислительно-восстановительные условия	Окислительные	Окислительно-восстановительные	Окислительные	Окислительно-восстановительные
Тип рудной системы	Гидротермально-метасоматическая (смешение двух флюидов?)	Гидротермальная (смешение двух флюидов)	Гидротермальная (смешение двух флюидов)	Гидротермально-метасоматическая (смешение двух флюидов)

Благодарности. Работа выполнена в рамках проекта № 30-2026-002787 конкурса Мурманской области «Предоставление грантов в форме субсидий из областного бюджета некоммерческим организациям, не являющимся казенными учреждениями, на поддержку научно-исследовательских проектов молодых ученых Мурманской области» по теме "Модель формирования необычных гематитовых жил с *REE*-минерализацией"» (руководитель Соловьева А.Н.).

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. 2021. №18. С. 177–182.
2. Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э. Гидротермальные гематитовые жилы и брекчии с редкоземельной минерализацией аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский регион) // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2023. №4. С. 75–90.
3. Соловьева А.Н., Зозуля Д.Р., Савченко Е.Э., Борисенко Е.С. Халькофильная минерализация в гематитовых жилах аметистового месторождения Мыс Корабль (Кольский полуостров): следствия для формирования Fe(Cu,Ag)-S-O парагенезисов // Вестник Воронежского государственного университета. Серия: Геология. 2024. №3. С. 48–59.
4. Babaei A.H., Ganji A. Characteristics of the Ahmadabad hematite/barite deposit, Iran – studies of mineralogy, geochemistry and fluid inclusions // Geologos. 2018. V. 24. №.1. P. 55–68.
5. Courtney-Davies L., Ciobanu C.L., Verdugo-Ihl M.R., Dmitrijeva M., Cook N.J., Ehrig K., Wade B.P. Hematite geochemistry and geochronology resolve genetic and temporal links among iron-oxide copper gold systems, Olympic Dam district, South Australia // Precambrian Research. 2019. V. 335. 105480.
6. 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.

7. 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 Special Publication. 2012. V. 16. P. 237–267.
8. Walter B.F., Burisch M., Fusswinkel T., Marks M.A.W., Steele-MacInnis M., Wälle M., Apukhtina O., Markl G. Multireservoir fluid mixing processes in rift-related hydrothermal veins, Schwarzwald, SW-Germany // Journal of Geochemical Exploration. 2018. V.186. P. 158–186.
9. Walter B.F., Jensen J.L., Coutinho P., Laurent O. Formation of hydrothermal fluorite-hematite veins by mixing of continental basement brine and redbed-derived fluid: Schwarzwald mining district, SW Germany // Journal of Geochemical Exploration. 2020. V. 212. 106512.
10. Zozulya D.R., Solovjova A.N., Savchenko Ye.E., Borisenko E.S. New genetic type of wakefieldite-(Ce) from hydrothermal hematite veins of the Mys Korabl' amethyst deposit, Kola Peninsula // Mineralogy and Petrology. 2025. V. 120. P. 127-139.

Спектральные характеристики растворенного органического вещества водотоков Краснодарского Края в сравнении с бореальной зоной ЕТР

Соловьева С.С.[1,2] , Ефимова Л.Е.[2]

[1] ГЕОХИ РАН им. В.И. Вернадского
[2] МГУ им.М.В. Ломоносова

Аннотация. В работе рассматриваются спектральные характеристики хромофорного растворенного органического вещества (РОВ, aCDOM) и специфика форм кривых поглощения 15 водотоков Черноморского побережья Краснодарского Края для зимнего периода 2024 года. Изучена пространственная изменчивость индексов содержания aCDOM, степени гумификации (HIX), соотношения автохтонного и аллохтонного РОВ, средней молекулярной массы и содержания ароматических соединений ($SUVA_{254}$). Выделены основные факторы, определяющие состав и содержание органического вещества в водах рассматриваемых водотоков, и группы рек, характеризующихся близкими формами кривых спектров поглощения. Произведено сравнение с особенностями спектральных характеристик РОВ водных объектов центральной России.

Ключевые слова: растворенное органическое вещество, спектры поглощения

Введение. Структура и содержание органического вещества в водах рек Черноморского побережья играют большую роль в развитии прибрежных экосистем и биогеохимических циклов приустьевых зон. Специфика распределения форм РОВ для большей части водотоков Краснодарского края определяется сложной орографией, контрастностью ландшафтной структуры водосбора и мощным гумусовым горизонтом почвенных профилей.. В условиях увеличения антропогенной нагрузки в процессе развити**и** рекреационных и промышленных зон в прибрежной полосе, показатели генезиса и абсолютного содержания растворенного органического вещества могут служить высокочувствительным индикатором экологического состояния и трофического статуса водных объектов (Карнаухов, 2020). Пробы отбирались в зимний межпаводковый период с 27 января по 5 февраля 2024 года, что в результате минимального–склонового стока, снижения поступления гумусовых органических кислот и снижения темпов развития продукционных процессов позволяет зафиксировать фоновые параметры, характерные для рек рассматриваемого района и выявить влияние антропогенных факторов. Отсутствие эффекта разбавления паводковыми водами позволяет оценить постоянный вклад локализованных источников поллютантов, в частности сброса коммунально-бытовых стоков. Увеличение доли урбанизированных территорий в бассейнах рек влечет за собой трансформацию состава РОВ. Так, для горных и полугорных водотоков более характерно низкое абсолютное содержание органического вещества с преобладанием аллохтонных форм, представленных высокомолекулярными органическими кислотами. В антропогенно преобразованных системах сброс сточных вод, зачастую, приводит к снижению индексов SUVA254 за счет повышения содержания и доли в общей массе низкомолекулярных лабильных фракций и продуктов микробного метаболизма (Hosen et al, 2014). Для выявления подобных трансформаций в ходе работы производился расчет индексов гумификации HIX, позволяющих

оценить степень микробиологической переработки органического вещества и влияния притока почвенных фильтратов (Zsolnay et al, 1999), и индексов SUVA254, характеризующих среднюю молекулярную массу органических соединений и долю ароматических структур, поглощающих свет в ультрафиолетовой области спектра (Weishaar et al, 2003).

Материалы и методы. В качестве объектов исследования было выбрано 15 водотоков Черноморского побережья Краснодарского Края, как протекающих в приближенных к естественным условиях, так и расположенных на территориях, подвергающихся значительному антропогенному прессингу. Большинство изученных водных объектов является малыми реками, впадающими непосредственно в акваторию Черного моря. Исключением являлись реки Котлома (приток реки Сукко), а также Восточный и Западный Дагомыс, формирующие единый эстуарий. Расчет индексов гумификации (D465/D650), соотношения аллохтонного и автохтонного вещества(D254/D436), средней молекулярной массы(D254/D365) и коэффициентов aCDOM проводился на основе спектральных кривых изменения оптической плотности, построенных для диапазона длин волн 190-1000 нм при помощи функционала программы SC-5400 на базе спектрофотометра ПЭ-5400 ВИ УФ в кварцевых кюветах с длиной пути пропускания 2 см.

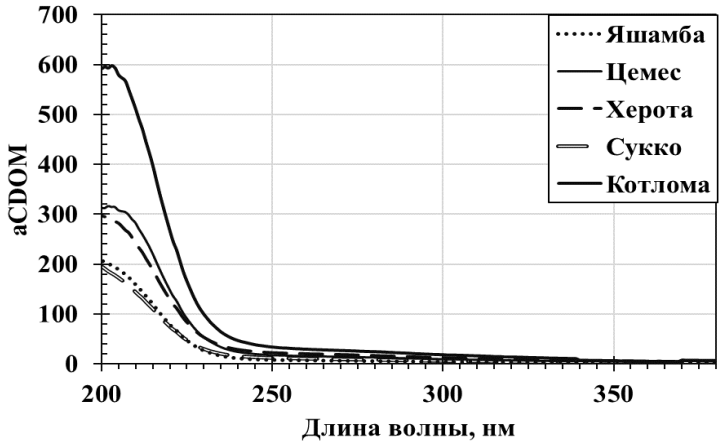


Рис.1. Кривые светопоглощения РОВ рек, в высокой степени подвергающихся антропогенной нагрузке, в коротковолновой части спектра

Результаты и выводы. В ходе работы было выделено несколько групп водотоков, характеризующихся сходными формами кривых светопоглощения и спектральных индексов. В первую группу вошли реки Яшамба, Цемес, Херота, Сукко и Котлома (приток Сукко). Для данной группы характерен высокий уровень антропогенного прессинга за счет коммунально-бытовых и промышленных стоков Адлера и Новороссийска. Форма спектральных кривых (рис.1) этих водотоков приближена к фиксировавшейся в городских реках Москвы, подвергавшихся значительному влиянию промышленных зон (Соловьева, Ефимова, 2024). В спектрах поглощения хромофорного растворенного органического вещества aCDOM фиксируется выход на плато в коротковолновом диапазоне (200-210 нм), наиболее выраженный для рек с медианными значениями показателя (Цемес, Херота). Максимальные значения aCDOM варьируют в широком диапазоне: от 195-210 (Сукко, Яшамба) до 600 (Котлома). Для городских рек бореальной зоны (Соловьева, Ефимова, 2025) медианное значение aCDOM составляло 290, а для протекающих по территориям с низкой степенью преобразованности водосбора – 208. Анализ индексов гумификации показал, что для этих рек характерно низкое содержание в составе РОВ почвенных гуминовых соединений (среднее значение HIX – 1.58), что во многом обуславливается отбором в период пониженного стока. Для рек центральной России в среднем были характерны HIX приближенные к 1.34 (городские водотоки) или 2.08 (естественные). Индексы $SUVA_{254}$ варьируются в характерном для большинства изученных в аналогичных работах (Соловьева, Ефимова, 2024; Соловьева, Ефимова, 2025) рек диапазоне (4-9). Исключение составляет река Яшамба, где при низких значениях индекса гумификации (1.42) и соотношения аллохтонного и автохтонного (РОВ

3.14) фиксируются экстремально высокие показатели SUVA254, что может указывать на присутствие гидрофобных ароматических структур не гуминового генезиса, что частично может быть связано с ролью подземного стока и сбросами промышленных стоков.

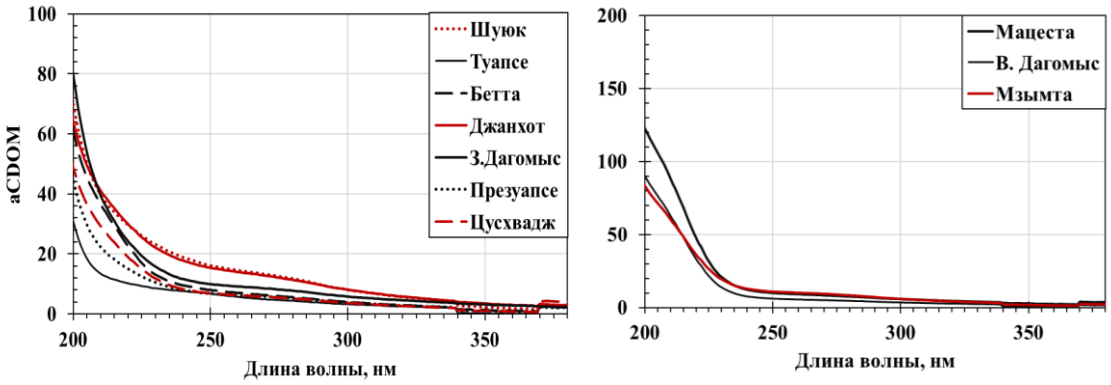


Рис. 2. Кривые светопоглощения РОВ рек с малотрансформированными водосборами в ультрафиолете

Вторая группа водотоков (рис 2а) характеризуется близкими к экспоненциальным формами спектров поглощения aCDOM, Максимальные значения показателя в данной группе варьируют от 30 до 80. Все эти реки имеют малую водосборную площадь и впадают непосредственно в акваторию Черного моря, что, во многом, обуславливает тип антропогенной нагрузки за счет развития зон рекреации. На основании различий форм спектральных кривых внутри группы было выделено два подкласса. Первая подгруппа (реки Туапсе, Бетта, Презуапсе и З.Дагомыс) характеризуются резким снижением светопоглощения в коротковолновой части спектра. При этом у рек с минимальным содержанием aCDOM (Презуапсе, Западный Дагомыс) спад фиксируется в более узком диапазоне длин волн 200-215 нм. В водотоках с более высоким содержание хромофорного РОВ (Туапсе, Бетта) область повышенного светопоглощения более широкая и захватывает диапазон 200-235 нм. Ко второму подклассу отнесены реки Шуюк, Джанхот и Цусхвадж. Их спектры характеризуются меньшим наклоном кривых в коротковолновой области, а также наличием вторичного плато светопоглошения в диапазоне длин волн 260-270 нм. Аналогичные второй подгруппе формы со вторичным пиком зачастую фиксировались в водоемах бореальной зоны ЕТР, что может говорить о возрастании содержания продуктов распада белковых соединений или нуклеиновых кислот. Значения индексов HIX и $SUVA_{254}$ для этой группы находятся в пределах фоновых значений, характерных для большинства естественных водотоков в пределах ЕТР (Соловьева, Ефимова, 2025). Исключение составляет река Туапсе, где расчетный индекс $SUVA_{254}$ достигал 55 при значении HIX 1.2 (ниже среднего). Это может быть связано с высокой антропогенной нагрузкой за счет сбросов неочищенных коммунально-бытовых стоков в зоне частной застройки, а также следствием поступления негуминовых ароматических углеродных структур в результате воздействия промышленных объектов нефтеперерабатывающей отрасли.

К третьей группе были отнесены реки Мацеста, Восточный Дагомыс и Мзымта. Для спектров поглощения хромофорного органического вещества в данной группе характерно практически линейное снижение значений оптической плотности в диапазоне 200-240 нм. Подобные формы спектральных кривых характерны для ряда естественных водотоков бореальной зоны, а также часто фиксировались в верховьях городских рек. Индексы гумификации для этой группы находятся в пределах средних или немного пониженных значений (1.18-1.63), что обусловлено минимизацией поступления почвенных кислот с поверхностным стоком в зимний период с отсутствием паводков. Наибольшее содержание аллохтонной фракции фиксировалось в водах реки Мзымта (индекс соотношения аллохтонного и автохтонного РОВ – 8.18), что закономерно для водотока наиболее крупного размера в данной группе, бассейн которого характеризуется высокой степенью залесенности.

Заключение. Рассматриваемые водные объекты Черноморского побережья были разделены на три группы по содержанию хромофорного растворенного органического вещества и его спектральным характеристикам. В водотоках с высокой степенью техногенной нагрузки на водосбор выявлена значительная трансформация состава РОВ – высокое содержание ароматических структур при низкой гумификации, что может указывать на поступление поллютантов и органических кислот негуминового генезиса, в том числе с водами нефтеперерабатывающих предприятий и коммунально-бытовыми стоками. Реки с мало преобразованными водосборами с высокой степенью залесенности сохраняют характерные для большей части ЕТР закономерности и характеризуются более высокой долей аллохтонной органики. Таким образом, спектральные индексы могут служить для выявления локальных точек загрязнения ароматическими структурами.

Финансирование. Работа выполнена по теме государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН)

Список литературы.

1. Карнаухов Г. И. Биоценозы малых рек Краснодарского края // МНИЖ. 2020. №10-1 (100).
2. Соловьева С. С., Ефимова Л. Е. Изменения спектральных характеристик РОВ природнвх водных объектов в условиях антропогенного прессинга (на примере реки Сетунь и группы Косинских озер //География, экология, туризм: новые горизонты исследований: материалы Всероссийской научно-практической конференции с международным участием, посвященной 90-летию создания факультета географии, геоэкологии и туризма ВГУ. – 2024. – Т. 1. – С. 357-361.
3. Соловьева С. С., Ефимова Л. Е. Особенности спектральных характеристик растворенного органического вещества пресноводных водоемов бореальной зоны европейской территории России //Труды XIII Международной научно-практической конференции «Морские исследования и образование (MARESEDU-2024)» Том II (IV). – 2025. – Т. 2024. – С. 26-32.
4. Hosen J. D. et al. Dissolved organic matter quality and bioavailability changes across an urbanization gradient in headwater streams //Environmental science & technology. – 2014. – Т. 48. – №. 14. – С. 7817-7824.
5. Weishaar J. L. et al. Evaluation of specific ultraviolet absorbance as an indicator of the chemical composition and reactivity of dissolved organic carbon //Environmental science & technology. – 2003. – Т. 37. – №. 20. – С. 4702-4708.
6. Zsolnay A. et al. Differentiating with fluorescence spectroscopy the sources of dissolved organic matter in soils subjected to drying //Chemosphere. – 1999. – Т. 38. – №. 1. – С. 45-50.

Влияние методов обогащения на структурно-фазовое состояние графита м. Ихала (Карелия)

Солонинкина М.В., Рожкова Н.Н.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, mas31393@yandex.ru

Графит остается одним из ключевых материалов для современных технологий благодаря уникальному сочетанию свойств, востребованных в энергетике (аноды литий-ионных аккумуляторов), электронике, металлургии, нанотехнологиях (в качестве источника получения графена) и других областях (Duan et al., 2023; Белов и др., 2023). Область применения графита критически зависит от его качества, которое определяется структурным совершенством, а последнее, в свою очередь, существенно зависит от методов обогащения сырья. Крупночешуйчатый природный графит м. Ихала (Карелия) является одним из важных источников графита для Европы и легко обогащается до содержания углерода >60% (Бискэ, Скамницкая, 2018). Целью данной работы является комплексное исследование влияния трех различных методов обогащения – технологии ВНИИнеруд (г. Тольятти, промышленный метод), химической обработки плавиковой кислотой и флотационного обогащения с получением концентрата (ИГ КарНЦ РАН) – на кристаллическую структуру, фазовый состав и дефектность графита м. Ихала.

Для решения поставленной задачи использовался комплекс методов, апробированный ранее на природном графите из Бразилии (Солонинкина и др., 2025). Рентгеноструктурный анализ (РСА) на дифрактометре ДРОН-4 (MoKα-излучение, геометрия на просвет) применялся

для определения фазового состава, размера кристаллитов и межплоскостного расстояния. Спектроскопия комбинационного рассеяния света (КРС) на спектрометре Nicolet Almega XR использовалась для оценки структурного совершенства и дефектности по соотношению интенсивностей D- и G-пиков. Синхронный термический анализ (СТА, совмещенный ТГА/ДСК) на анализаторе STA 449 F1 Jupiter проводился для определения количественного содержания углерода по массе выгорания.

Согласно данным РСА и рентгенофазовому анализу (РФА), исходное сырье характеризуется сложным фазовым составом с низким содержанием углеродной фазы, представленной β-графитом (18.2%) и α-графитом (46.1%), а также значительной долей (35.8%) минеральных примесей, представленных кварцем, полевым шпатом, сульфидами и биотитом. Размер кристаллитов вдоль оси «c» (L_c) составил 4.22 нм, латеральный размер кристаллитов (L_a) – 9.74 нм, а межплоскостное расстояние d_{002} – 0.341 нм. Фазовый состав, нанометровый размер кристаллитов и увеличенное межплоскостное расстояние по сравнению с идеальным графитом (0.335 нм) отражаются на рентгенограмме: на фоне выраженного диффузного гало наблюдаются слабые и уширенные дифракционные максимумы графитовых фаз.

Выявлено, что различные методы обогащения по-разному влияют на фазовый состав и структуру конечного продукта. Химическое обогащение плавиковой кислотой увеличивает содержание углеродной фазы за счет полиморфного перехода β → α-графита (доля α-фазы 76.5%), а также приводит к уменьшению содержания породообразующих минералов. Возрастание межплоскостного расстояния на 0.002 нм характерно для турбостратной упаковки графеновых слоев, а также может быть связано с включением остаточных минеральных примесей в межслоевое пространство (интеркалирование). Рассчитанное значение L_c также увеличивается до 6.07 нм (на 43.8% по сравнению с исходным сырьем), что свидетельствует об устранении части дефектов и упорядочении структуры в процессе очистки, при этом L_a в рамках погрешности остается неизменным. Промышленное обогащение позволяет получить концентрат с суммарным содержанием углеродных фаз 96.1%, в котором преобладает α-графит (87.1%), характеризующийся удалением основных породообразующих минералов и низким остаточным содержанием кварца (1%), однако наблюдается появление металлической фазы железа, которая может являться как продуктом преобразования биотитов и сульфидов в процессе обогащения, так и техногенной примесью. Расчетные структурные параметры углеродной фазы указывают на сохраняющееся структурное разупорядочение (d_{002} = 0.346 нм, L_c = 4.88 нм) с ростом L_a до 10.3 нм. Наиболее высокое структурное совершенство достигается флотационным методом обогащения (ИГ КарНЦ РАН). На дифрактограмме наблюдаются узкие и интенсивные рефлексы, соответствующие преимущественно α-графиту (94.4%), β-графиту (0.6%) и α-кварцу (5%). Межплоскостное расстояние увеличивается на 0.001 нм, что указывает на сохранение остаточной турбостратной структуры упаковки слоев, характерной для природных графитов. Происходит рост кристаллитов по сравнению с исходным сырьем как вдоль оси «c» (6.04 нм), так и латерального размера (10.25 нм).

По данным СТА (ТГ, ДТГ, ДСК, ДДСК), содержание углерода во всех трех образцах после различных методов обогащения растет по отношению к исходному сырью (5.81% C): химическое обогащение приводит к увеличению C до 76.28%, промышленное – до 86.49%, а флотационный метод – до 96.45%. Суммарная выгоревшая масса для всех образцов хорошо согласуется с содержанием и структурным совершенством углеродной фазы, определенными методами РСА и РФА.

Методом КРС выявлена значительная микронеоднородность всех образцов, заключающаяся в сочетании микрозон с участками идеального ($I_D/I_G \rightarrow 0$) и дефектного ($I_D/I_G \rightarrow 1$) графита, а также в присутствии спектральных линий, соответствующих минеральным примесям, в частности кварцу (~463 $см^{-1}$). В исходном сырье в наиболее упорядоченных зонах присутствуют лишь интенсивные полосы G (~1579 $см^{-1}$) и 2D

(~2706 $см^{-1}$), а D-полоса, которая находится вблизи ~1350 $см^{-1}$ и отвечает за дефектность, отсутствует. Максимальная степень разупорядочения достигает значения I_D/I_G = 0.56. После химической обработки графит обладает умеренной степенью дефектности ($I_D/I_G \approx 0.17$), наблюдаются G-пик вблизи 1574 $см^{-1}$ и D-пик около 1351 $см^{-1}$. Промышленное обогащение позволяет получить практически бездефектный графит с соотношением I_D/I_G от 0.04 до 0.22. Спектры КРС образца, полученного флотационным методом, отражают доминирование узкой G-полосы с слабым проявлением D-полосы; I_D/I_G составляет от 0.01 до 0.18.

Таким образом, установленные структурно-фазовые характеристики в ходе комплексного исследования обусловлены метаморфогенным происхождением руд м. Ихала, сформированных в процессе регионального метаморфизма. Выявленная микронеоднородность, тесная ассоциация графита с кварцем, полевым шпатом, сульфидами и биотитом, а также сосуществование полиморфных модификаций α- и β-графита являются отражением условий его геологического образования. Все три метода обогащения приводят к повышению чистоты и степени структурного совершенства графита по сравнению с исходной рудой. Практическая значимость работы заключается в установлении связи между методом обогащения, полученной фазой графита (α/β) и степенью его чистоты. Это создает основу не только для оптимизации переработки сырья м. Ихала, но и для прогнозирования свойств концентратов в зависимости от их целевого применения, например, при использовании в анодах аккумуляторов или в качестве прекурсора для графена.

Благодарности. *Работа выполнена в рамках Госзадания КарНЦ РАН – FWME-0222-2019-0065.*

Список литературы

1. Белов Д. В. и др. Получение и исследование физико-химических свойств покрытий на основе графеноподобных материалов //Перспективные материалы. – 2023. – №. 9. – С. 63.
2. Бискэ Н. С., Скамницкая Л. С. Графитовые руды Карелии: обогатимость и перспективы промышленного использования //Разведка и охрана недр. – 2018. – №. 12. – С. 33-40.
3. М. В. Солонинкина, Д. В. Логинов, С. А. Мошкалев, Н. Н. Рожкова. Анализ структуры бразильского графита посредством методов рентгеновской дифракции, растровой электронной микроскопии и термогравиметрического анализа с синхронной дифференциальной сканирующей калориметрией // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. – 2025. – № 4. – С. 11-19. – DOI 10.31857/S1028096025040026
4. Duan S. et al. Recent progress in the research and development of natural graphite for use in thermal management, battery electrodes and the nuclear industry //New Carbon Materials. – 2023. – V. 38. – №. 1. – P. 73-91.

Содержание REE в породах щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции

Стативко В.С., Арзамасцев А.А.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, vlad.stativko@mail.ru

Введение. Кольская щелочно-ультраосновная карбонатитовая провинция расположена в северо-восточной части Балтийского щита. В ее состав входят такие интрузивные массивы, как Ковдор, Африканда, Вуориярви, Озерная и Лесная Вараки, Турий Мыс и ряд других. Перечисленные интрузивные тела относятся к палеозойскому (362-385 млн лет) этапу магматической активности (Арзамасцев и др., 2013). В это же время образовались крупнейшие в мире геологические формации, сложенные высокощелочными горными породами – нефелин-сиенитовые (агпаитовые) комплексы Хибин и Ловозера.

Щелочно-ультраосновные и агпаитовые серии могут являться неотъемлемой частью одного и того же геологического массива (например, Хибин). Однако происхождение, минеральный и химический состав этих серий существенно отличается друг от друга, что было показано в ряде ранее опубликованных трудов (Арзамасцев и др., 2001; Арзамасцев, Митрофанов, 2009). С целью определения причин, обусловивших геохимические различия

щелочно-ультраосновных и агпаитовых комплексов, в настоящей работе проведено обобщение трендов распределения REE в породах щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции. В перспективе эти данные поспособствуют оценке эволюции родоначальных магм и позволят определить причины пространственного и временного совмещения агпаитовой и щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции.

Методическая часть. Для достижения поставленной цели использована составленная нами база данных аналитических измерений содержания REE в плутонических породах щелочно-ультраосновной серии Кольской провинции. Помимо новых авторских аналитических определений были использованы ранее опубликованные данные (Арзамасцев и др., 2013; Wu, Arzamastsev, 2013; Teiber et al., 2015; Voropaeva et al., 2024; Chakhmouradian, Zaitsev, 2004; Brassinnes et al., 2005; Сорохтина и др., 2023; Potter et al., 2020; Zaitsev et al., 2014). В базу данных вошли результаты аналитических измерений, полученные только высокочувствительными аналитическими методами: масс-спектрометрией с индуктивной связной плазмой (ICP-MS) и нейтронно-активационным анализом (NAA).

Результаты. Щелочно-ультраосновная карбонатитовая серия Кольской провинции имеет многофазное строение, что характерно всем щелочно-ультраосновным интрузиям мира (Кухаренко и др., 1965; Бородин и др., 1973; Владыкин, 2026; Le Bas, 1987; Woolley, 1987; Kogarko et al., 1995). Последовательность образования интрузивных массивов следующая (от ранних пород к поздним): оливиниты, пироксениты, мелилитовые породы, фоидолиты (мельтейгиты, ийолиты), нефелиновые сиениты, фоскориты и карбонатиты. Форма многофазных интрузивных тел, как правило, приближается к округлой, концентрически-зональной. Согласно результатам ранних исследований (Арзамасцев, Беляцкий, 1999) в Кольской провинции присутствуют массивы как с приповерхностной магматической камерой и боковым подводящим каналом (Лесная Варака, Африканда), так и лополитообразные (Салмагарора, Турий Мыс), субвертикальные (Ковдор) интрузии, а также тела, вероятно, являющиеся апикальными частями крупных щелочно-ультраосновных интрузий (Сокли).

Оливиниты представлены средне- и/или крупнозернистыми разновидностями. Преобладают анхимономинеральные разности, для которых медианная сумма REE составляет 2.63 ppm (1.00-10.2) (здесь и далее приведены медианные значения, в скобках указаны минимальное и максимальное значения) – рис. 1. В разновидностях оливинитов, содержащих флогопит и/или мелилит, содержание REE значительно выше и равняется 76.8 (18.8-1272) ppm.

Пироксениты, как и оливиниты, являются одними из ранних дифференциатов щелочно-ультраосновных серий и могут содержать в себе такие акцессорные минералы, как перовскит, апатит и мелилит. В анхимономинеральных разновидностях ΣREE составляет 253 (42.2-431) ppm. Перовскитсодержащище пироксениты в сравнении с анхимономинеральными, более богаты REE – 864 ppm (602-1658 ppm), однако наибольшее содержание REE установлено в мелилитсодержащих разностях: ΣREE = 2717 (1945-8317) ppm.

Мелилитолиты в щелочно-ультраосновных массивах, если присутствуют, то образуют самостоятельные маломощные серповидные тела, залегающие между ультраосновными породами и фоидитами. Содержание REE в мелилитолитах составляет 654 (103-1447) ppm.

Фоидолиты образуют зональные кольцевые тела и в отдельных зонах массивов часто присутствуют в виде мельтейгит-порфиров. В мельтейгитах содержание REE = 235 (110-436) ppm. В ийолитах содержание REE и их диапазон вариаций содержания сравнительно выше, чем в мельтейгитах, и составляет 317 (70.4-1158) ppm. Мельтейгит-порфиры отличаются от двух рассмотренных выше типов пород максимальным медианным содержанием REE, которое составляет 489 (89.4-567) ppm.

Нефелиновые и канкринитовые сиениты в щелочно-ультраосновных последовательностях часто пространственно ассоциируют с ийолитами и мельтейгитами. В нефелиновых сиенитах медианное содержание REE равно 177 (164-190) ppm. В

канкринитовых сиенитах содержание REE примерно в 1.5 раза выше, чем в нефелиновых сиенитах, и составляет 278 (64.2-492) ppm.

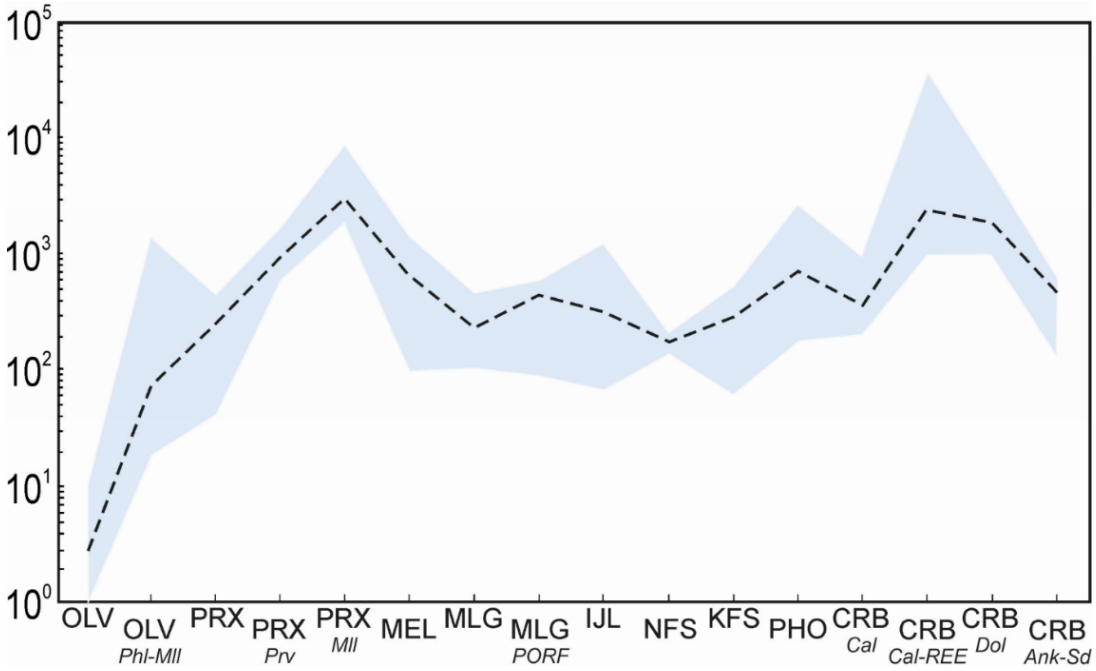


Рис. 1. Эволюция REE-состава пород щелочно-ультраосновной карбонатитовой серии Кольской провинции. Прерывистой линией обозначены медианное содержание REE в породах. Сокращения: OLV – оливиниты анхимономинеральные, OLV Phl-Mll – оливиниты с флогопитом и/или мелилитом, PRX – пироксениты анхимономинеральные, PRX Prv – пироксениты с перовскитом, PRX Mll – пироксениты с мелилитом, MEL – мелилитолиты, MLG – мельтейгиты, MLG PORF – мельтейгит-порфиры, IJL – ийолиты, NFS – нефелиновые сиениты, KFS – канкринитовые сиениты, PHO – фоскориты, CRB Cal – кальцитовые карбонатиты, CRB Cal-REE – кальцитовые карбонатиты с REE-обогащенными акцессорными минералами, CRB Dol – доломитовые карбонатиты, CRB Ank-Sd – анкерит-сидеритовые карбонатиты.

Фоскориты – одни из поздних дериватов щелочно-ультраосновных маг. Они предшествуют карбонатитам и, в большинстве своем, в интрузивных массивах находятся в тесной ассоциации с ними, образуя последовательные генерации. Содержание ΣREE в фоскоритах составляет 733 (188-2498) ppm.

Карбонатиты являются самыми поздними дифференциатами щелочно-ультраосновных серий. Эти породы представлены в виде концентрических или конусовидных пластинообразных тел, часто секущих все вышеописанные разновидности пород. В кальцитовых карбонатитах, не содержащих REE-обогащенных акцессорных минералов, ΣREE равняется 369 (221-884) ppm. В кальцитовых карбонатитах, которые содержат высоко-REE минералы, содержание REE достигает 2366 (1036-34086) ppm. Количество REE в доломитовых карбонатитах составляет 1871(1034-4887) ppm, в анкерит-сидеритовых карбонатитах – ΣREE = 476 (142-597) ppm.

Заключение. Зависимость общего содержания REE в породах щелочно-ультраосновной серии от количества в них акцессорных минералов-концентраторов REE, отчетливо прослеживается на примере поздних дифференциатов – фоскоритов и карбонатитов. Однако в отличие от расплавов другого состава, в которых REE, как правило, накапливаются в конечных членах породной серии, в рассмотренных нами щелочно-ультраосновных – в начале и в конце.

Распределение REE в щелочно-ультраосновных сериях карбонатитовых комплексов Кольской провинции определяет кристаллизация на начальных этапах дифференциации исходного меланефелинитового расплава минеральных фаз, имеющих DREE>>1 – прежде всего, перовскита (Арзамасцев и др., 2013). Ранняя кристаллизация фазы, имеющей DREE>>1, приводит к резкому обеднению остаточного расплава и кристаллизации из него

последовательной серии REE-деплетированных дериватов – мелилитолитов, фоидолитов и сиенитов. Подчиненную роль в ранней экстракции REE из расплава, учитывая принципиальную возможность достижения ликвидуса этой фазы (Арзамасцев и др., 2013), может играть апатит.

Повторное обогащение пород и перераспределение между их минеральными фазами REE происходит на продвинутой стадии дифференциации щелочно-ультраосновной магмы, где существенно обогащенный несовместимыми компонентами фоскорит-карбонатитовый расплав отделяется от щелочно-силикатной магмы.

Источники финансирования. Работа выполнена за счет средств гранта Российского научного фонда № 25-27-00440.

Список литературы

1. Арзамасцев А.А., Беляцкий Б.В. Эволюция мантийного источника Хибинского массива по данным Rb-Sr и Sm-Nd изучения глубинных ксенолитов // Доклады АН. 1999. Т. 366. №. 3. С. 387-390.
2. Арзамасцев А.А. Беа Ф., Глазнев В.Н и др. Кольская щелочная провинция в палеозое: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Российский журнал наук о Земле. 2001. Т. 3. №. 1. С. 1-35.
3. Арзамасцев А.А., Митрофанов Ф.П. Палеозойские плюм-литосферные процессы в северо-восточной Фенноскандии: оценка состава первичных мантийных расплавов и условий магмогенерации // Петрология. 2009. Т. 17. №. 3. С. 324-336.
4. Арзамасцев А.А., Арзамасцева Л.В. Геохимические индикаторы эволюции щелочно-ультраосновных серий палеозойских массивов Фенноскандинавского щита // Петрология. 2013. Т. 21. № 3. С. 277-308.
5. Бородин Л.С., Лапин А.В., Харченков А.Г. Редкометальные камафориты. Формация апатит-форстерит-магнетитовых пород в щелочно-ультраосновных и карбонатитовых массивах. М.: Наука, 1973. 176 с.
6. Владыкин Н.В. Модель зарождения и кристаллизации ультраосновных-щелочныхкарбонатитовых магм Сибирского региона, проблемы их рудоносности, мантийные источники и связь с плюмовым процессом // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 5. С. 889-905.
7. Кухаренко А.А., Орлова М.П., Булах А.Г. Каледонский комплекс ультраосновных, щелочных пород и карбонатитов Кольского полуострова и Северной Карелии. М.: Недра, 1965. 772 с.
8. Сорохтина Н.В., Липницкий Т.А., Жилкина А.В. и др. Геохимия пород редкометального месторождения Нескевара щелочно-ультраосновного комплекса Вуориярви, Кольский полуостров // Геохимия. 2023. Т. 68. № 11. С. 1133–1160.
9. Brassinnes S., Balaganskaya E., Demaiffe D. Magmatic evolution of the differentiated ultramafic, alkaline and carbonatite intrusion of Vuoriyarvi (Kola Peninsula, Russia). A LA-ICP-MS study of apatite // Lithos. 2005. V. 85. №. 1-4. P. 76-92.
10. Chakhmouradian A.R., Zaitsev A.N. Afrikanda: an association of ultramafic, alkaline and al-kali-silica-rich carbonatitic rocks from mantle-derived melts // Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province. Editors Wall, F., Zaitsev, A.N. Mineralogical Society Series. 2004. V. 10. P. 247–291.
11. Kogarko L.N., Henderson C.M.B., Pacheco H. Primary Ca-rich carbonatite magma and carbonate-silicate-sulphide liquid immiscibility in the upper mantle // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1995. V. 121. №. 3. P. 267-274.
12. Le Bas M.J. Nephelinites and carbonatites // Geological Society, London, Special Publications. 1987. V. 30. № 1. P. 53-83.
13. Potter N.J., Kamenetsky V.S., Chakhmouradian A.R., et al. Polymineralic inclusions in oxide minerals of the Afrikanda alkaline-ultramafic com-plex: Implications for the evolution of perovskite mineralization // Contrib Mineral Petrol. 2020. V. 175. P. 18.
14. Teiber H., Scharrer M., Marks M.A., et al. Equilibrium partitioning and subsequent re-distribution of halogens among apatite–biotite–amphibole assemblages from mantle-derived plutonic rocks: Complexities revealed // Lithos. 2015. V. 220 P. 221-237.
15. Voropaeva D., Arzamastsev A.A., Botcharnikov R., et al. LREE rich perovskite in antiskarn reactions-REE transfer from pyroxenites to carbonatites? // Lithos. 2024. V. 468. P. 107480.
16. Woolley A.R. Lithosphere metasomatism and the petrogenesis of the Chilwa Province of alkaline igneous rocks and carbonatites // Malawi. Journal of African Earth Sciences (1983). 1987. V. 6. № 6. P. 891-898.
17. Wu Fu-Yuan, Arzamastsev A.A., Mitchell R.H., et al. Emplacement age and Sr–Nd isotopic compositions of the Afrikanda alkaline ultramafic complex, Kola Peninsula, Russia // Chemical Geology. 2013. V. 353. P. 210-229.
18. Zaitsev A.N., Terry Williams C., Jeffries T.E., et al. Rare earth elements in phoscorites and carbonatites of the Devonian Kola Alkaline Province, Russia: Examples from Kovdor, Khibina, Vuoriyarvi and Turiy Mys com-plexes // Ore Geology Reviews. 2014. V. 61. P. 204-225.

Экспериментальное исследование доломита с клинопироксеном в системах $CaMg(CO_3)_2$±$NaAlSi_2O_6$±$CaMgSi_2O_6$ при 3-6 ГПа

Степанов К.М., Шацкий А.Ф.

ГЕОХИ РАН (Москва), stepanov.km@geokhi.ru

Транспорт углерода в мантию Земли осуществляется посредством субдукции карбонатов в составе гидротермально измененных океанических плит. Частичное плавление этих плит определяет количество и глубину погружения углерода и сопровождается образованием карбонатных расплавов. Предполагается, что эти расплавы играли важную роль в мантийном метасоматозе и генерации кимберлитовых магм, а также обеспечивали образование природных алмазов. Вместе с тем, существующие экспериментальные данные имеют значительные расхождения по температурам солидуса системы эклогит-CO_2 (Yaxley, Brey 2004; Dasgupta et al. 2004), достигающие нескольких сотен градусов при 3-7 ГПа. Возможно, что эти расхождения связанны с различием в концентрациях натрия в исследованных системах. Чтобы это выяснить в данной работе были изучены системы $CaMg(CO_3)_2$±$NaAlSi_2O_6$±$CaMgSi_2O_6$ при 3-6 ГПа, в диапазоне температур от 850 до 1700 ºС (Рис. 1). В результате были определены реакции плавления, составы карбонатных расплавов и температуры их образования. На основании этих данных сделаны выводы о реакциях плавления в сложных эклогитовых системах и о влиянии натрия на эти реакции.

В 1994 Yaxley и Green экспериментально изучили поведение гидротермально измененных базальтов океанических плит при давлениях от 1,5 до 3,5 ГПа и температурах 700-1000 °С. В результате опытов было установлено, что карбонаты остаются стабильны до давлений 3,5 GPa (что соответствует 100 км) и температур 1000 °С, даже в присутствии силикатного расплава. Таким образом, было доказано, что одним из основных метасоматизирующих агентов в верхней мантии являются карбонатные расплавы.

В работе Shatskiy et al., 2017 было исследовано влияние K и Na на температуры солидусов систем клинопироксен-магнезит при 6 ГПа. Авторы пришли к заключению, что реакция клинопироксена с Mg-карбонатами, контролирующая солидус карбонатизированного лерцолита, очень чувствительна к составу карбоната. Температура солидуса понижается на 350 °С, если солидусный расплав обогащен K, но в случае Na-содержащей системы, весь натрий (при Al/Na>1) входит в состав клинопироксена в качестве жадеитового минала ($NaAlSi_2O_6$) и понижение температуры не превышает 50 °С.

В 2004 году, Yaxley и Brey экспериментально исследовали систему эклогит-CO_2. Был установлен солидус системы системы Na_2O-CaO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-CO_2 (NaCMAS-CO_2), который находится на 1175 °С при 3 ГПа и на 1310 °С при 5,0 ГПа (рис. 1). Близкие температуры солидусов системы NCMAS-CO_2 и CMAS-CO_2 (Dalton and Presnall, 1998) указывают на то, что присутствие натрия в виде жадеитового минала понижает температуру плавления не более чем на 50 °С, то есть не вносит существенного вклада в плавление. Однако в работе Dasgupta et al., 2004 солидус системы карбонатизированный эклогит установлен на 300 °С ниже, образование карбонатного расплава при 3,0 и 5,5 ГПа было обнаружено уже при 1050 °С. Ключевым фактором, объясняющим различия с системой CMAS-CO_2 по мнению авторов, является влияние натрия в жадеите. Таким образом, предшествующие данные по сложным эклогитовым системам плохо согласуются, оставляя открытым вопрос об участии жадеита в солидусной реакции карбонатизированного эклогита. Остаются неясными температура протекания реакции, ее продукты, а самое главное, состав расплава. Чтобы установить принципиальную возможность участия жадеитового минала в солидусных реакциях, нами были изучены системы Jd-Dol, Di-Jd-Dol и Di-Dol при 3 и 6 ГПа.

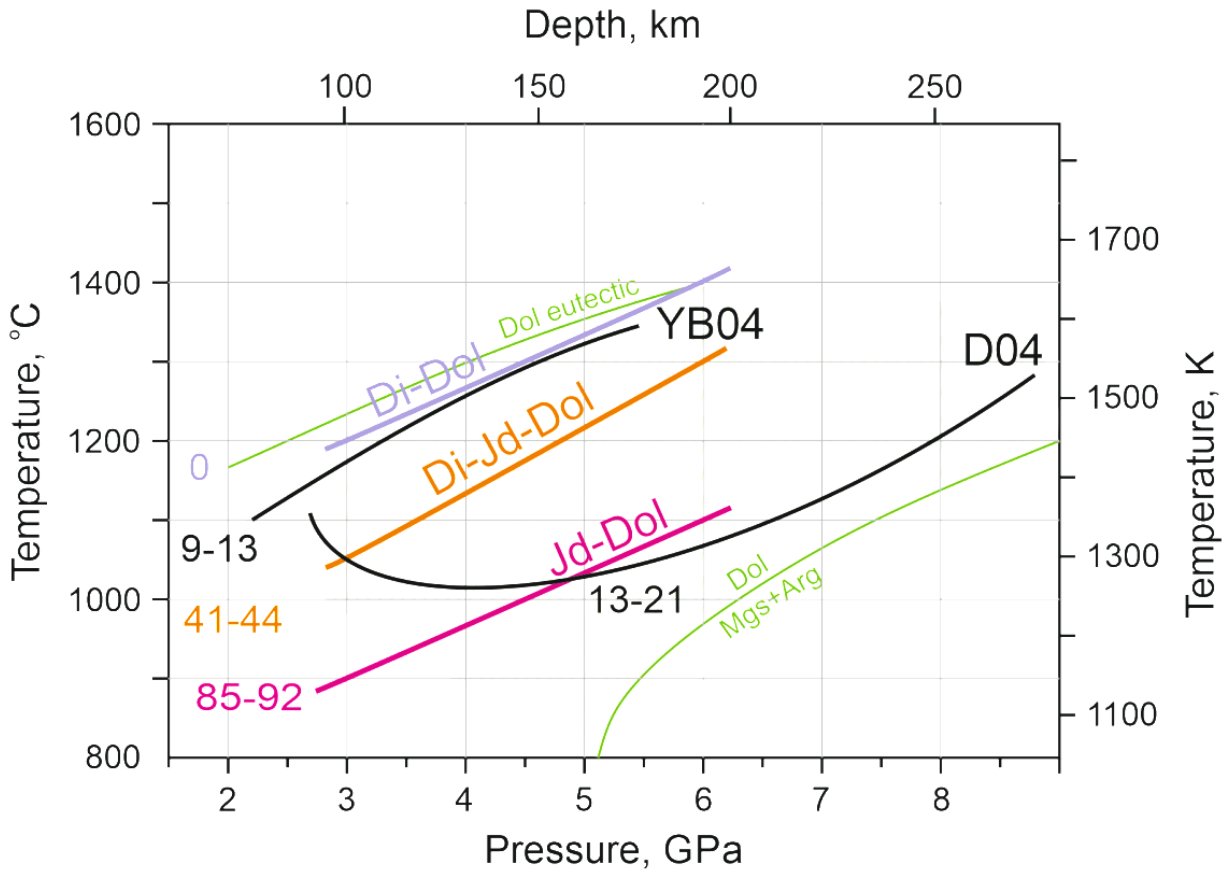


Рис. 1. Солидусы системы карбонатизированного эклогита из работ (Yaxley, Brey, 2004) (YB04) и (Dasgupta et al., 2004) (D04) в сравнении с солидусами данной работы (Di-Dol, Di-Jd-Dol, Jd-Dol). Зелѐным обозначена область устойчивости доломита (Byob et al., 2006; Shatskiy et al., 2018). Цифрами обозначены концентрации жадеитового минала в солидусном клинопироксене, мол%.

При 3 ГПа система Di-Dol была исследована в работе Lee et al., 2000, где наблюдалось эвтектическое плавление системы аналогичного состава при 1300 °C. В результате наших исследований, температура солидуса была установлена на 100 °C ниже, при 1200 °C. Солидус данной системы контролируется плавлением доломита, а близость составов солидусного расплава к эвтектике бинарной системы $CaCO_3$-$MgCO_3$ свидетельствует о незначительном влиянии кремнезема на солидус системы. При 6 ГПа система CMS-CO_2 была экспериментально изучена в работах (Canil and Scarfe, 1990) и (Shatskiy et al., 2017), где солидус был установлен при 1300 и 1400 °C соответственно. Результаты нашей работы свидетельствуют, что температура плавления системы Di-Dol составляет 1400 °C при 6 ГПа. При параметрах экспериментов, проведенных в рамках данной работы, жадеит находится вне поля стабильности и образует с диопсидом клинопироксен промежуточного состава – омфацит. В системе Jd-Dol температура солидуса при 3 ГПа установлена при 900°C на основании литературных данных, потому что экспериментально это неосуществимо из-за низких степеней плавления. В образцах первые капли расплава удалось проанализировать только при 1000 °C, но, согласно фазовым взаимоотношениям в системе Na_2CO_3–$CaCO_3$–$MgCO_3$ (Podborodnikov et al., 2019), плавление должно происходить при 900 °C, а в субсолидусной ассоциации присутствуют шортит ($Na_2Ca_2(CO_3)_3$) и эйтелит ($Na_2Mg(CO_3)_2$). Также об этом свидетельствуют находки корунда при 925 °C. В системах, моделирующих природный карбонатизированный эклогит, концентрация жадеита в солидусном клинопироксене оценивается на уровне 9-13 мол% (Yaxley and Brey, 2004) и 13-25 мол% (Dasgupta et al., 2004). При таких концентрациях солидус системы эклогит-CO_2 близок к солидусам системы CMAS-CO_2 (Dalton and Presnall, 1998) и более простой CM-CO_2 (Byob et al., 2006; Shatskiy et al., 2018). Вместе с тем, повышение концентраций жадеитового

минала должно приводить к понижению температуры солидуса системы. Эти данные не согласуются с данными Dasgupta et al., 2004, в их работе положение солидуса варьирует в пределах 1000-1050 °C, при тех же параметрах. В работе Dasgupta et al., 2004 было предположено, что понижение солидуса системы карбонатизированного эклогита связано с присутствием натрия в Cpx. Однако, согласно нашим данным, концентрации жадеитового минала, установленные в субсолидусном клинопироксене в работе Dasgupta et al., 2004, не могут объяснять столь значительное понижение солидуса системы. Вместе с тем, наши данные хорошо согласуются с работой Yaxley and Brey, 2004, где низкие концентрации жадеитового минала не приводят к существенному понижению температуры солидуса. При 3 и 6 ГПа натрий концентрируется преимущественно в виде жадеитового минала в клинопироксене, поэтому система карбонатизированного эклогита ведет себя как бесщелочная, из-за чего солидус в работе Yaxley and Brey близок к солидусам системы $CaMgSi_2O_6$+$CaMg(CO_3)_2$ и $CaCO_3$-$MgCO_3$.

Максимальное содержание жадеитового минала в клинопироксене, сосуществующем с доломитом составляет 85 мол % при 3 ГПа и 92 мол % при 6 ГПа.

Благодарности. Работа выполнена в ГЕОХИ РАН по теме НИР FMMZ-2024-0056.

Список литературы

1. Buob A, Luth RW, Schmidt MW, Ulmer P (2006) Experiments on CaCO3-MgCO3 solid solutions at high pressure and temperature. American Mineralogist 91(2–3):435–440
2. Dasgupta R., Hirschmann M.M., Withers A.C. Deep global cycling of carbon constrained by the solidus of anhydrous, carbonated eclogite under upper mantle conditions//Earth and Planetary Science Letters, 2004, Vol. 227, No. 1-2, P. 73-85.
3. Lee W.J., Huang W.L., Wyllie P. Melts in the mantle modeled in the system CaO-MgO-SiO2-CO2 at 2.7 GPa//Contributions to Mineralogy and Petrology, 2000, Vol. 138, No. 3, P. 199-213.
4. Podborodnikov I.V., Shatskiy A., Arefiev A.V., Litasov K.D. Phase relations in the system Na2CO3–CaCO3–MgCO3 at 3 GPa with implications for carbonatite genesis and evolution//Lithos, 2019, Vols. 330-331, P. 74-89.
5. Shatskiy A., Litasov K.D., Sharygin I.S., Egonin I.A., Mironov A.M., Palyanov Y.N., Ohtani E. The system Na2CO3–CaCO3–MgCO3 at 6 GPa and 900–1250°C and its relation to the partial melting of carbonated mantle//High Pressure Research, 2016, Vol. 36, No. 1, P. 23-41.
6. Shatskiy A., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V., Litasov K.D., Chanyshev A.D., Sharygin I.S., Karmanov N.S., Ohtani E. Effect of alkalis on the reaction of clinopyroxene with Mg-carbonate at 6 GPa: Implications for partial melting of carbonated lherzolite//American Mineralogist, 2017, Vol. 102, No. 9, P. 1934-1946.
7. Shatskiy A., Podborodnikov I.V., Arefiev A.V., Minin D.A., Chanyshev A.D., Litasov K.D. Revision of the CaCO3–MgCO3 phase diagram at 3 and 6 GPa//American Mineralogist, 2018, Vol. 103, No. 3, P. 441-452.
8. Yaxley G.M., Brey G.P. Phase relations of carbonate-bearing eclogite assemblages from 2.5 to 5.5 GPa: implications for petrogenesis of carbonatites//Contributions to Mineralogy and Petrology, 2004, Vol. 146, No. 5, P. 606-619.
9. Yaxley G.M., Green D.H. Experimental demonstration of refractory carbonate-bearing eclogite and siliceous melt in the subduction regime//Earth and Planetary Science Letters, 1994, Vol. 128, No. 3-4, P. 313-325.

Особенности неотектонических процессов Джумгальской и Таласской внутригорных впадин

Стрельников А.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, aas@ifz.ru

Во время рекогносцировочного этапа палеосейсмологических работ [1] в сейсмоопасном регионе как Северный Тянь-Шань часто удается обнаружить геоморфологические проявления древних сильных землетрясений, однако это не всегда так. В данной работе рассмотрен пример двух схожих по строению внутригорных впадин Джумагальской и Таласской.

Так характерное проявление тектонических движений четвертичного периода было исследовано в центральной части Джумгальской впадины. Впадина представляет собой асимметричную синклиналь длиной приблизительно 70 км и шириной до 35 км с довольно

пологим южным краем и сложной разломанной и складчатой северной границей. Система платообразных холмов с шириной варьирующейся от 1 до 3,0 км тянется вдоль оси синклинали более чем на 25 км. Самый крупный участок, Чаекское поднятие, расположен в центральной части впадины к северу от пос. Чаек. Зафиксированное в одной из стенок карьера в Чаекского поднятия смещение, отмеченное крупнозернистым песком с галькой, составляет около 2,5 метров, под очень пологим углом.

Для оценки возможных магнитуд разрывных землетрясений было выбрано несколько вариантов расчета с использованием формул [2]. В первом случае использовалась общая длина Чаекского поднятия, представляющей собой систему платообразных холмов, расположенных вдоль оси синклинали на протяжении более 25 км. Было принято решение использовать формулу длины разрыва для расчета магнитуды разлома:

$$M = 4.49 + 1.49 \log(25) = 6.6$$

Во втором случае оценивалось смещение по линии падения разлома в обнажении. Наблюдаемое смещение 2.5 м позволило с помощью корреляционных зависимостей оценить моментную магнитуду палеосейсмического события как:

$$M = 6.52 + 0.44 \log(2.5) = 6.7$$

Учитывая несколько вариантов расчета при M=6.6 и M=6.7, мы получили возможную среднюю магнитуду сейсмического события M~6.7. Современные показатели сейсмической активности, за инструментальный период, показывают, что данный регион находится в режиме сейсмического затишья, а максимальные зарегистрированные магнитуды меньше M≤6.0.

Общая длина поднятия, проходящего по центральной части Таласской впадины, представляющей собой систему платообразных холмов, расположенных субширотном направлении составляет более 27 км. Был обследован широкий участок обнажения вдоль трассы Талас (около 20 км), однако не было выявлено четких, разрывных нарушений четвертичных отложений. Однако ввиду схожести с Чаекским поднятием можно предположить, что поднятие Кызыл-Адыр является единой по времени формирования структурой. В таком случае мы можем использовать формулу длины разрыва для расчета магнитуды разлома:

$$M = 4.49 + 1.49 \log(27) = 6.6$$

При анализе современной сейсмичности, за период инструментальных наблюдений на территории Таласской области было зарегистрировано несколько сот землетрясений, большинство из которых не являлись сильными. Возможная магнитуда сейсмических событий на западном участке поднятия Кызыл-Адыр M~6.6. Современные показатели сейсмической активности, за инструментальный период максимальные зарегистрированные магнитуды меньше M≤5.5.

Работа выполнена в рамках государственного задания «Структуры Земной коры в различных геодинамических обстановках, параметризация и пространственно-временное распределение связанных с ними сильных землетрясений» лаборатории палеосейсмологии и палеогеодинамики Института физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН.

Список литературы

1. McCalpin, J.P. Paleoseismology. 2nd edn, Academic Press, Amsterdam-London, 2009.
2. Wells D.L., Coppersmith K.J. Empirical relationships among magnitude, rupture length, rupture area, and surface displacement // Bull. Seismol. Soc. Am. 1994. V. 84. P. 974-1002.

Предварительные результаты археосейсмологических рекогносцировочных работ на территории Хаджохского дольменного комплекса в республике Адыгея

Стрельников А.А., Грабенко Е.А.

Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва, Россия, aas@ifz.ru, carpinus@ifz.ru

В 2026 году были осуществлены рекогносцировочные археосейсмологические работы [1] в предгорной зоне Северо-Западного Кавказа. При исследовании археологических памятников возрастом до 5000 лет предположительно удалось обнаружить следы древних землетрясений. В ходе работ был исследован дольменный комплекс Хаджох [2].

Используя кинематические индикаторы деформации, были выявлены и детально документированы последствия сильных землетрясений прошлого и их последствий в виде многочисленных разрушений и повреждений древних построек в виде одинаково ориентированных трещин в структуре стенок сохранившихся дольменов. Также на объектах с сохранившимися крышами, массой в несколько тонн, отмечены горизонтальные смещения плит на первые сантиметры.

Работа выполнена в рамках государственного задания «Структуры Земной коры в различных геодинамических обстановках, параметризация и пространственно-временное распределение связанных с ними сильных землетрясений» лаборатории палеосейсмологии и палеогеодинамики Института физики Земли имени О. Ю. Шмидта РАН.

Список литературы

1. McCalpin, J.P. Paleoseismology. 2nd edn, Academic Press, Amsterdam-London, 2009.
2. АКТ государственной историко-культурной экспертизы, обосновывающий включение в Единый государственный реестр объектов культурного наследия (памятников истории и культуры) народов Российской Федерации выявленного объекта культурного наследия Дольмен «Хаджох-1», расположенного по адресу: Республика Адыгея, Майкопский район, Каменномостское сельское поселение, пгт. Каменномостский, на правобережной террасе р. Белой, в 170 метрах от нее, в 770 м по направлению на северо-запад от ориентира – МБОУ «ОЦ № 11 Майкопского района», расположенного по адресу: пгт. Каменномостский, ул. Гагарина, 38А / Республика Адыгея – официальный сайт [электронный ресурс] [http://www.adygheya.ru/], [дата обращения: 30.05.2026]

Результаты комплексных петрологических и термохронологических исследований пород центральной части Беломорской провинции (Фенноскандинавский щит)

Суханова М.А.[1, 2], Максимов О.А.[2], Азимов П.Я.[1], Сальникова Е.Б.[1], Бабарина И.И.[2,3], Горбунов И.А.[2, 4]

[1] Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, mariia.sukhanova.01@mail.ru
[2] Институт геологии Карельского научного центра РАН
[3] Институт геологии рудных месторождений, минералогии, петрографии и геохимии РАН
[4] Геологический институт Кольского научного центра РАН

Реконструкция заключительных стадий развития орогенов на данный момент является одним из основных направлений геодинамических и тектонических исследований докембрия. Такие исследования позволяют определять особенности докембрийской тектоники плит, проводить корреляции с современными орогенами, а также прогнозировать наличие месторождений полезных ископаемых, связанных с процессом распада (коллапса) орогенов. При изучении орогенов наиболее часто используются структурно-геологические, петрологические, геохронологические и термохронологические методы, при этом комплексный подход, сочетающий в себе вышеперечисленные направления исследований, является наиболее эффективным.

Комплексные, главным образом, петрологические и термохронологические исследования были проведены для центральной части Беломорской провинции (юго-западный

форланд Лапландско-Кольского орогена). В качестве объекта исследования был выбран район Амбарнского массива оливиновых габброноритов с возрастом 2.4 млрд лет, метаморфизованных в ходе Лапландско-Кольской орогении около 1.9 млрд лет назад (Сальникова и др., 2022). Вмещающие породы представлены биотит-амфиболовыми гнейсами, гранито-гнейсами и гранатовыми амфиболитами Хетоламбинского комплекса, а также кианит-гранат-биотитовыми гнейсами Чупинского комплекса. Эти породы содержат серию небольших будин, сложенных основными породами различного состава (в том числе Fe-Ti габбро), которые также подверглись метаморфической переработке около 1.9 млрд лет назад (Stepanova et al., 2022).

Определение условий метаморфических преобразований на регрессивной стадии было выполнено с использованием метода мультиравновесной термобарометрии TWEEQU (Berman, 1991) с применением комбинационного подхода (Доливо-Добровольский, 2006а). Для расчетов применена программа winTWQ (версия 2.32, Berman, 2007) с дополнениями TWQComb и TWQView (Доливо-Добровольский, 2006б; Доливо-Добровольский, 2006в) и использованы базы данных JUN92 и DEC06 (Berman, 1988; Berman et al., 2007). Для определения PT-условий образования пород также был применен метод псевдосекций. Псевдосекции построены при помощи программного комплекса Perple_X версии 6.8.4 (Connolly, 2005) с термодинамической базой данных (версия hp02ver.dat, Holland, Powell, 1998) в системе NCTiFMMnASHO с использованием валового состава пород. Содержание воды рассчитывалось с помощью уравнения состояния CORK (Holland, Powell, 1998).

U-Pb изотопно-геохронологические исследования акцессорных минералов проведены с использованием метода ID TIMS в лаборатории изотопной геологии Института геологии и геохронологии докембрия РАН (г. Санкт-Петербург).

В результате термобарометрических расчетов методом TWEEQU рассчитаны тренды метаморфической эволюции мигматизированных кианит-гранат-биотитовых гнейсов (от 710°C и 10 кбар до 500°C и 4.5 кбар), мигматизированных гранатовых амфиболитов (от 590°C и 6.5 кбар до 480°C и 4.5 кбар) и метаморфизованных Fe-Ti габбро (от 850°C и 16 кбар до 570°C и 7 кбар). Тренды PT-эволюции пород согласуются с результатами расчетов псевдосекций.

Для термохронологического моделирования были использованы оценки возраста: (1) циркона из циркон-бадделеитовых агрегатов из метаморфизованных габброноритов Амбарнского массива – 1937±4 млн лет; (2) монацита из глиноземистых гнейсов – 1857±4 млн лет (Суханова и др., 2025); (3) рутила из метагабброноритов Амбарнского массива – 1775±5 млн лет. Возраст циркона соответствует пиковым параметрам метаморфизма – температуре 850 – 900°C (Сальникова и др., 2022; Cherniak, 2010). Возраст монацита следует интерпретировать как время, когда порода после частичного плавления полностью кристаллизовалась – температуре солидуса (Yakymchuk, Brown, 2014). Для глиноземистых гнейсов эта температура, определенная методом псевдосекций и по результатам экспериментальных данных, составляет приблизительно 650°C; для расчета скорости остывания использован диапазон 625 – 675°C. Температура закрытия U-Pb изотопной системы рутила (размер зерен 100 – 200 мкм) для медленно остывающих докембрийских орогенов, как правило, составляет 380 – 450°C (Mezger et al., 1989; Kooijman et al., 2010). При этом максимальная температура закрытия изотопной системы рутила при быстром остывании в сухих условиях равна 600°C (Cherniak, 2010). Разница в возрасте монацита и рутила (1857±4 млн лет и 1775±5 млн лет, соответственно) позволяет предполагать низкую скорость остывания пород (<10°C/млн лет), и, следовательно, использовать для расчетов именно значение 380 – 450°C в качестве температуры закрытия изотопной системы рутила. Таким образом, рассчитанное значение скорости остывания пород исследуемого района составляет 2.8±0.5°C/млн лет.

Сопоставление петрологических и геохронологических данных позволяет также рассчитать скорость эксгумации пород. Для промежутка от 8 до 7 кбар (циркон и монацит, соответственно) она составляет 0.04 км/млн лет или 0.004 см/год. Для интервала от 7 до 4 кбар (монацит и рутил, соответственно) величина скорости эксгумации – 0.11 км/млн лет или 0.011 см/год.

Исследования выполнены при поддержке РНФ (проект №25-27-00675).

Список литературы

1. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_Comb. Версия 1.2.0.4. 2006б. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqcomb
2. Доливо-Добровольский Д.В. Компьютерная программа TWQ_View. Версия 1.2.0.22. 2006в. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/twqview
3. Доливо-Добровольский Д.В. О комбинационном подходе в геотермобарометрии. 2006а. URL: http://www.dimadd.ru/ru/Programs/o-kombinacionnom-podhode-v-geotermobarometrii
4. Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Суханова М.А., Котов А.Б., Степанов В.С., Азимов П.Я., Егорова С.В., Плоткина Ю.В., Толмачева Е.В., Кервинен А.В., Родионов Н.В. История формирования коронитовых метагаббронноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb (ID-TIMS) датирования циркон-бадделеитовых агрегатов с помощью дискретной химической абразии // Петрология. 2022. Т. 30. № 6. С. 596–622.
5. Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В., Котов А.Б., Адамская Е.В., Плоткина Ю.В., Азимов П.Я., Кервинен А.В. Возрастные рубежи проявления метаморфизма в Беломорской провинции Фенноскандинавского щита: результаты U-Pb геохронологических исследований монацита из глиноземистых гнейсов Чупинского пояса // ДАН. Науки о Земле. 2025. Т. 525. № 2. С. 194–200.
6. Berman R.G. Internally-consistent thermodynamic data for minerals in the system Na2O-K2O-CaO-MgO-FeO-Fe2O3-Al2O3-SiO2-TiO2-H2O-CO2 // Journal of Petrology. 1988. V. 29. P. 445–522.
7. Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // The Canadian Mineralogist. 1991. V. 29. P. 833–855.
8. Berman R.G. WinTWQ (version 2.3): A software package for performing internally-consistent thermobarometric calculations // Geological Survey of Canada. 2007. Open File. No. 5462.
9. Berman R.G., Aranovich L.Ya., Rancourt D.G., Mercier P.H.J. Reversed phase equilibrium constraints on the stability of Mg–Fe–Al biotite // Amer. Mineral. 2007. V. 92. № 1. P. 139–150.
10. Cherniak D.J. Diffusion in accessory minerals: Zircon, titanite, apatite, monazite and xenotime // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2010. V. 72. P. 827–869.
11. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: A tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524–541.
12. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // Journal of Metamorphic Geology. 1998. V. 16. P. 309–343.
13. Kooijman E., Mezger K., Berndt J. Constraints on the U–Pb systematics of metamorphic rutile from in situ LA-ICP-MS analysis // Earth and Planetary Science Letters. 2010. V. 293. P. 321–330.
14. Mezger K., Hanson G.N., Bohlen S.R. High-precision U–Pb ages of metamorphic rutile: Application to the cooling history of high-grade terranes // Earth and Planetary Science Letters. 1989. V. 96. P. 106–118.
15. Stepanova A., Stepanov V., Larionov A., Salnikova E., Samsonov A., Azimov P., Egorova S., Babarina I., Larionova Y., Sukhanova M., Kervinen A., Maksimov O. Relicts of Palaeoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogen // Geological Society, London, Special Publications. 2022. V. 518.
16. Yakymchuk C., Brown M. Behaviour of zircon and monazite during crustal melting // Journal of the Geological Society. 2014. V. 171. P. 465–479.

Типоморфизм минералов платиновых металлов на примере котульскита из Северного рифа, Федорово-Панский расслоенный комплекс

Сущенко А.М., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Савченко Е.Э.

Геологический институт, Кольский научный центр РАН, a.sushchenko@ksc.ru

Введение. Федорово-Панский расслоенный комплекс (ФПРК) на Кольском полуострове – уникальный объект для изучения минералогии элементов платиновой группы (ЭПГ), в особенности палладия (Грошев и др., 2026 и ссылки там). Среди многочисленных минералов платиновых металлов (МПМ), установленных в малосульфидном оруденении ФПРК (Субботин и др., 2012), одним из наиболее распространенных является теллурид палладия

котульскит (PdTe). Цель работы – охарактеризовать типоморфные свойства котульскита в оруденении ФПРК, развивая методические подходы к изучению типоморфизма МПМ (Лазаренков и др., 1994).

Материалы доклада отражают результаты детального исследования, опубликованные в расширенной версии работы (Грошев и др., 2026). В последней представлена новая стратиграфическая схема ФПРК, которая используется для анализа типоморфизма минералов, и новые данные по минералогии оруденения Северного платинометалльного рифа, включая базу данных по составу котульскита (161 анализ). Согласно новой схеме, ФПРК состоит из нескольких стратиформных групп (СГ) – крупных стратиграфических единиц мафитового состава, выделяемых по геохимическим особенностям платинометалльного оруденения (рис. 1). Важнейшей из них является высокопалладиевая СГ, которая входит в состав разреза всех массивов комплекса и содержит три месторождения ЭПГ. Как наиболее изученная, эта группа хорошо подходит для исследования типоморфизма МПМ, поскольку платиноносные зоны в ней варьируют как по геологическому строению, так и по экономическому потенциалу оруденения. Особое внимание в работе уделено участку Пешемпахк, на котором фланг Северного рифа Западно-Панского интрузива выходит на поверхность, но не подсекается в скважинах. Нетипичный благороднометалльный парагенезис, отмеченный на этом участке ранее (Балабонин и др., 2000), был в результате исследований отнесен антимонидно-арсенидно-теллуридному. Этот парагенезис, включающий новую для ФПРК сурьмяную разновидность котульскита, контрастирует с сульфидно-теллуридной ассоциацией МПМ, характерной для месторождений (Субботин и др., 2012; Корчагин и др., 2016). Отклонение парагенезиса участка Пешемпахк связывается с фациальной изменчивостью Северного рифа.

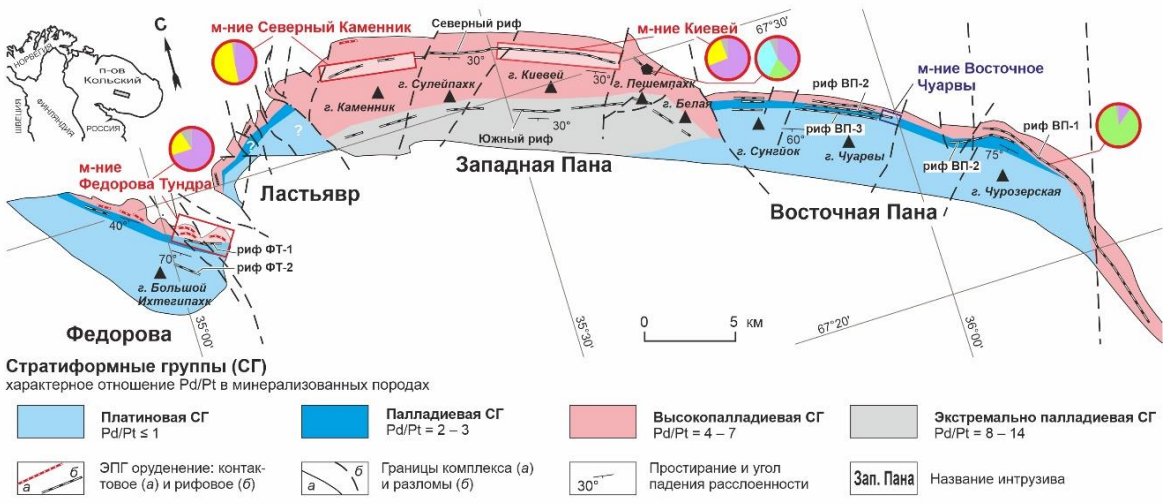


Рис. 1. Схема геологического строения Федорово-Панского расслоенного комплекса, с изменениями по (Грошев и др., 2026). Прямоугольники – контуры месторождений ЭПГ (красные – месторождения высокопалладиевой СГ, синий – месторождение палладиевой СГ). Черный пятиугольник – изученный фрагмент Северного рифа. Обозначения для круговых диаграмм распространенности МПМ см. рис. 2.

Результаты и обсуждение. Высокопалладиевая СГ вмещает подавляющую часть запасов благородных металлов комплекса, сосредоточенных в месторождении контактового типа Федорова Тундра и месторождениях Северный Каменник и Киевей, приуроченных к Северному рифу (рис. 1). Содержания ЭПГ в месторождениях варьируют от 1–2 г/т на Федоровой Тундре до 4–5 г/т в Северном рифе. Риф ВП-1 также содержит богатые пересечения с содержаниями до 4–7 г/т, хотя месторождений в нем пока не выявлено. Среднее отношение Pd/Pt на всех месторождениях и участках высокопалладиевой СГ находится в диапазоне 4–7.

По геологическому строению (Корчагин и др., 2016; Groshev et al., 2019) в высокопалладиевой СГ выделяются четыре фации платиноносных зон: 1) питающая фация (Федорова Тундра), 2) фация нормального Северного рифа (Киевей), 3) русловая фация

Северного рифа (Северный Каменник) и 4) фация выклинивания Северного рифа (участок Пешемпахк). Риф ВП-1 в Восточно-Панском массиве (высокопалладиевая СГ) в настоящий момент является недостаточно изученным для выделения в нем фаций.

Питающая фация расположена вблизи предполагаемого подводящего канала в районе Цагинского долгоживущего глубинного разлома, проходящего по массиву Ластьявр в меридиональном направлении (Латыпов, Чистякова, 2000). В основании Федоровского массива питающая фация представлена рудоносной магматической брекчией мощностью до 300 м. Оруденение приурочено к такситовым габброноритам с вкрапленными сульфидами (3–5%). Эти габбронориты являются цементом для ортопироксенитовых, как правило, безрудных, обломков размером до 100 м. Нормальная фация (Киевей) характеризуется практически непрерывным рудным телом метровой мощности, залегающим в ритмично-расслоенной пачке габброноритов с прослоями анортозитов, норитов и ортопироксенитов; средняя мощность пачки — около 40 м. Русловая фация рифа (Северный Каменник) отличается менее контрастной расслоенностью и небольшой долей анортозитов и ортопироксенитов в расслоенной пачке по сравнению с нормальной фацией. Оруденение здесь прерывистое и концентрируется в синформных структурах, которые отличаются повышенной мощностью переслаивания пород (около 100 м) и интерпретируются как русла, оставленные в результате движения рудоносной магмы. Фация выклинивания рифа, несмотря на сходное с нормальной фацией строение расслоенной пачки, также характеризуется высокой прерывистостью оруденения – ЭПГ минерализация, выходящая на поверхность, в скважинах участка Пешемпахк не прослеживается на глубину.

Различия в геологическом строении фаций находят отражение в характере благороднометалльного парагенезиса. На рисунке 2 приведены круговые диаграммы относительной объемной распространенности минералов благородных металлов для наиболее изученных участков высокопалладиевой СГ. Выделены две группы МПМ: главные (объемная доля >10 %; теллуриды, сульфиды, арсениды, антимониды и др.) и второстепенные минералы (<10 %; без разделения на рис. 2). Парагенезис оценивается по группе главных минералов, куда включаются и менее распространенные, если они принадлежат к тому же химическому типу (например, меренскиит на Северном Каменнике, рис. 2).

В питающей фации (Федорова Тундра) доля котульскита максимальна и составляет 45 % (рис. 2). Котульскит ассоциирует с мончеитом, меренскиитом, соболевскитом, брэггитом и высоцкитом. Парагенезис нормальной фации (Киевей) содержит 40 % котульскита и является весьма близким к ассоциации МПМ на Федоровой Тундре. Важное отличие – соболевскит (PdBi) на Киевее исчезает из группы главных МПМ, что сопровождается снижением среднего содержания Bi в котульските. В русловой фации (Северный Каменник) парагенезис МПМ главного рудного тела в целом сходен с предыдущими, но отличается от них вдвое большей долей сульфидов ЭПГ. При этом в нижних рудных телах месторождения Северный Каменник соотношения минералов практически совпадают с кивейскими (Иванов и др., 2019). Таким образом, для месторождений высокопалладиевой СГ характерен устойчивый благороднометалльный парагенезис с доминированием сульфидов и теллуридов ЭПГ.

Фация выклинивания Северного рифа (Пешемпахк) демонстрирует иную ассоциацию МПМ (рис. 2). Полученные данные по 890 зернам МПМ и золота указывают на полное отсутствие сульфидов ЭПГ (ни одного зерна). Хотя котульскит здесь также является наиболее распространенным МПМ (38 %), в ассоциации с ним доминируют сперрилит, палладоарсенид, изомертиит и стибиопалладинит.

Необходимо отметить, что, помимо участка Пешемпахк, мышьяковистый благороднометалльный парагенезис наблюдается в рифе ВП-1 Восточно-Панского массива. Сульфиды ЭПГ также не были найдены на участке Чурозерский, единственном участке рифа ВП-1 с изученной минералогией МПМ. Согласно выборке из 140 зерен (Габов, 2009), МПМ здесь представлены сперрилитом (66 %), палладоарсенидом (17 %), котульскитом (9 %),

мончеитом (3 %), изомертиитом (3 %) и стиллуотеритом (2 %). Протяженные рудные тела на участке Чурозерский отсутствуют. Данные по этим двум участкам, таким образом, подтверждают закономерное присутствие сульфидов ЭПГ в экономически значимой минерализации высокопалладиевой СГ.

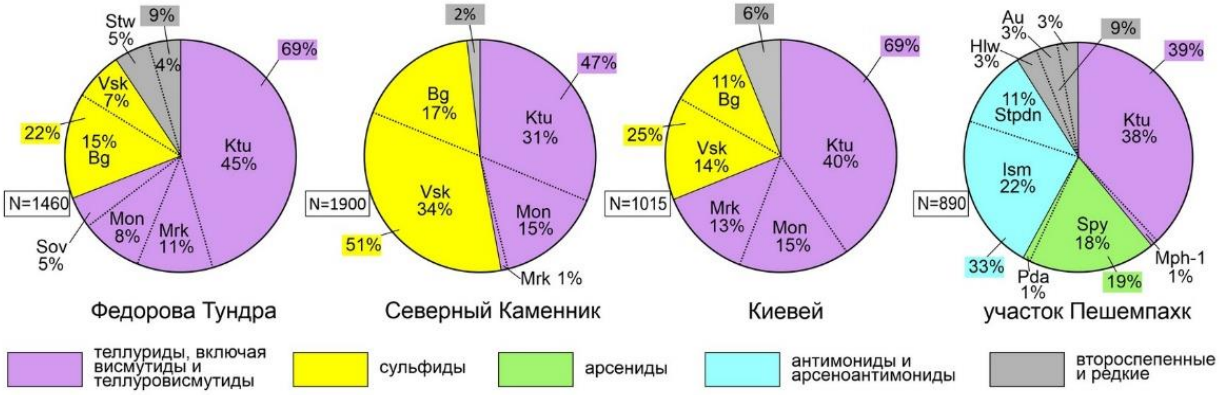


Рис. 2. Благороднометалльный парагенезис Северного рифа на участке Пешемпахк в сравнении с месторождениями высоко палладиевой СГ.

Парагенетические различия дополняются данными по составу котульскита. Среднее значение концентрации растворенного в котульските висмута снижается в восточном направлении – от 20.2 мас. % на Федоровой Тундре до 13.3 и 8.4 мас. % на Киевее и Пешемпахке соответственно. Сурьмяно-висмутовая разновидность котульскита, содержащего до 10.3 мас. % сурьмы, обнаружена только на участке Пешемпахк (Грошев и др., 2026).

Помимо котульскита, 18 минералов благородных металлов установлено по составу в платинометалльном оруденении Северного рифа на участке Пешемпахк (Грошев и др., 2026). В совокупности с данными из работы (Балабонин и др., 2000) общее число минералов благородных металлов составляет 22, включая котульскит, изомертиит, сперрилит, стибиопалладинит, холлингуортит, теларгпалит, меренскиит, мончеит, майченерит, сопчеит, соболевскит, кейтконнит, темагамит, торнроозит, палладоарсенид, мертиит, винцентит, арсенопалладинит, атенеит, стиллуотерит, платарсит и золото.

Выводы. Результаты исследования котульскита показывают, что типоморфизм МПМ может быть выражен в характере благороднометалльного парагенезиса и в химическом составе отдельных минералов. Благороднометалльный парагенезис котульскита из платинометалльных месторождений высокопалладиевой СГ ФПРК определяется ассоциацией с теллуридами и сульфидами ЭПГ, в отличие от участка Пешемпахк, где котульскит ассоциирует с антимонидами и арсенидами ЭПГ, а сульфиды платины и палладия отсутствуют, как и рудные тела. Благороднометалльный парагенезис, таким образом, выступает индикатором экономической значимости оруденения.

Состав котульскита варьирует в зависимости от фации платиноносной зоны в пределах высокопалладиевой СГ, определяя типохимическое значение этого минерала. Так, наиболее висмутовые составы (20.2 мас. %) котульскита отмечаются для питающей фации, а средневисмутовые (13.3 мас. %) – для нормальной фации Северного рифа (Киевей); минимальные содержания висмута в котульските (8.4 мас. %) характерны для фации выклинивания рифа. Парагенезис низковисмутовой и сурьмяно-висмутовой разновидностей котульскита на участке Пешемпахк свидетельствует, как предполагается, о формировании оруденения в условиях наиболее низкотемпературного магматического процесса.

Полученные данные о типоморфизме котульскита могут быть использованы для прогнозирования рудных зон в аналогичных условиях.

Благодарности и финансирование. Работа выполнена в рамках темы НИР FMEZ-2024-0004 при частичной поддержке проекта РНФ No. 25-77-10097, https://rscf.ru/project/25-77-10097/.

Список литературы

1. Балабонин Н.Л., Корчагин А.У., Субботин В.В., Нерадовский Ю.Н., Карпов С.М., Пахомовский Я.А., Савченко Е.Э. Минералы платиновых металлов и новые данные о главных минералах руд Федорово-Панского массива // Вестник МГТУ. 2000. Т.3. №2. С. 179–204.
2. Габов Д.А. Минералы и минеральные ассоциации ЭПГ в малосульфидных рудах массива Панских тундр: Автореф. дис. …к. г.-м. н. Апатиты, 2009. 22 с.
3. Грошев Н.Ю., Сущенко А.М., Габов Д.А., Савченко Е.Э. Типоморфные особенности котульскита: данные по Северному рифу участка Пешемпахк в сравнении с главными платинометалльными месторождениями Федорово-Панского расслоенного комплекса // Геология и геофизика. 2026. Т.67. № 4. С. 528–544
4. Иванов А.Н., Чернявский А.В., Грошев Н.Ю., Савченко Е.Э. Минералы элементов платиновой группы в нижних рудных телах месторождения Северный Каменник, Кольский полуостров // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2019. Т.289. №1. С. 3–12.
5. Корчагин А.У., Гончаров Ю.В., Субботин В.В., Грошев Н.Ю., Габов Д.А., Иванов А.Н., Савченко Е.Э. Геология и вещественный состав руд малосульфидного платинометального месторождения Северный Каменник в Западно-Панском массиве (Кольский полуостров, Россия) // Руды и металлы. 2016. №1. С. 42–51.
6. Лазаренков В.Г., Мочалов А.Г., Неупокоев А.В. Типоморфизм минералов платиновой группы. СПб, 1994. 175 с.
7. Латыпов Р.М., Чистякова С.Ю. Механизм дифференциации расслоенного интрузива Западно-Панских тундр. Апатиты, 2000. 315 с.
8. Субботин В.В., Корчагин А.У., Савченко Е.Э. Платинометалльная минерализация Федорово-Панского рудного узла: типы оруденения, минеральный состав, особенности генезиса // Вестник Кольского научного центра РАН. 2012. №1. С. 55–66.
9. Alapieti T.T., Filen B.A., Lahtinen J.J., Lavrov M.M., Smolkin V.F., Voitsekhovsky S.N. Early Proterozoic layered intrusions in the northeastern part of the Fennoscandian Shield // Mineral. Petrol. 1990. V.42. P. 1–22.
10. Groshev N.Y., 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. V.9. №12. P. 764.
11. Pripachkin P., Rundkvist T., Groshev N. Paleoproterozoic East Pana Layered Intrusion (Kola Peninsula, Russia): Geological Structure, Petrography, Geochemistry and Cu-Ni-PGE Mineralization // Minerals. 2023. V.13. №5. P. 681.

Зональность гидротермальных изменений Эльвенейского вольфрамово-золоторудного поля (Западная Чукотка)

Тельнов А.Е.

Геологический институт Российской академии наук, Москва, afanasy2000@gmail.com

Введение. Эльвенейское вольфрамово-золоторудное поле расположено в Нетпнейвеемском олово-вольфрамово-золоторудном районе Западной Чукотки. Оруденение приурочено к зонам гидротермально-метасоматической проработки верхнетриасовых терригенных пород в приконтактовой части диоритового массива. В пределах района известны как орогенные золото-кварцевые объекты, так и проявления золотоносных систем восстановленных интрузий (RIRGS), связанные с раннемеловыми постколлизионными гранитоидами (Баранов и др., 2000; Канимбуе и др., 2025). Поэтому тип, зональность и стадийность метасоматоза имеют принципиальное значение для уточнения генетической природы золоторудной минерализации Эльвенея (рис. 1). Цель работы – охарактеризовать метасоматическую зональность и стадийность рудного поля, оценить геохимический масс-баланс преобразования пород и определить наиболее перспективные минеральные ассоциации.

Материал собран авторами в ходе полевых работ 2025 г. в зонах разломов, на контактах интрузивных тел с терригенными породами и участках интенсивных гидротермальных изменений. Петрографически и минераграфически изучено 20 шлифов и аншлифов: 10 из диоритов, микродиоритов и диорит-порфиров и 10 из измененных терригенных пород и метасоматитов. Минеральные и рудные фазы диагностированы методами оптической и сканирующей электронной микроскопии. Рентгеновская дифрактометрия выполнена для валовых

проб и ориентированных препаратов фракции менее 0,002 мм, что позволило надежно определить тонкодисперсные слюдистые, глинистые и вторичные сульфат-арсенатные минералы.

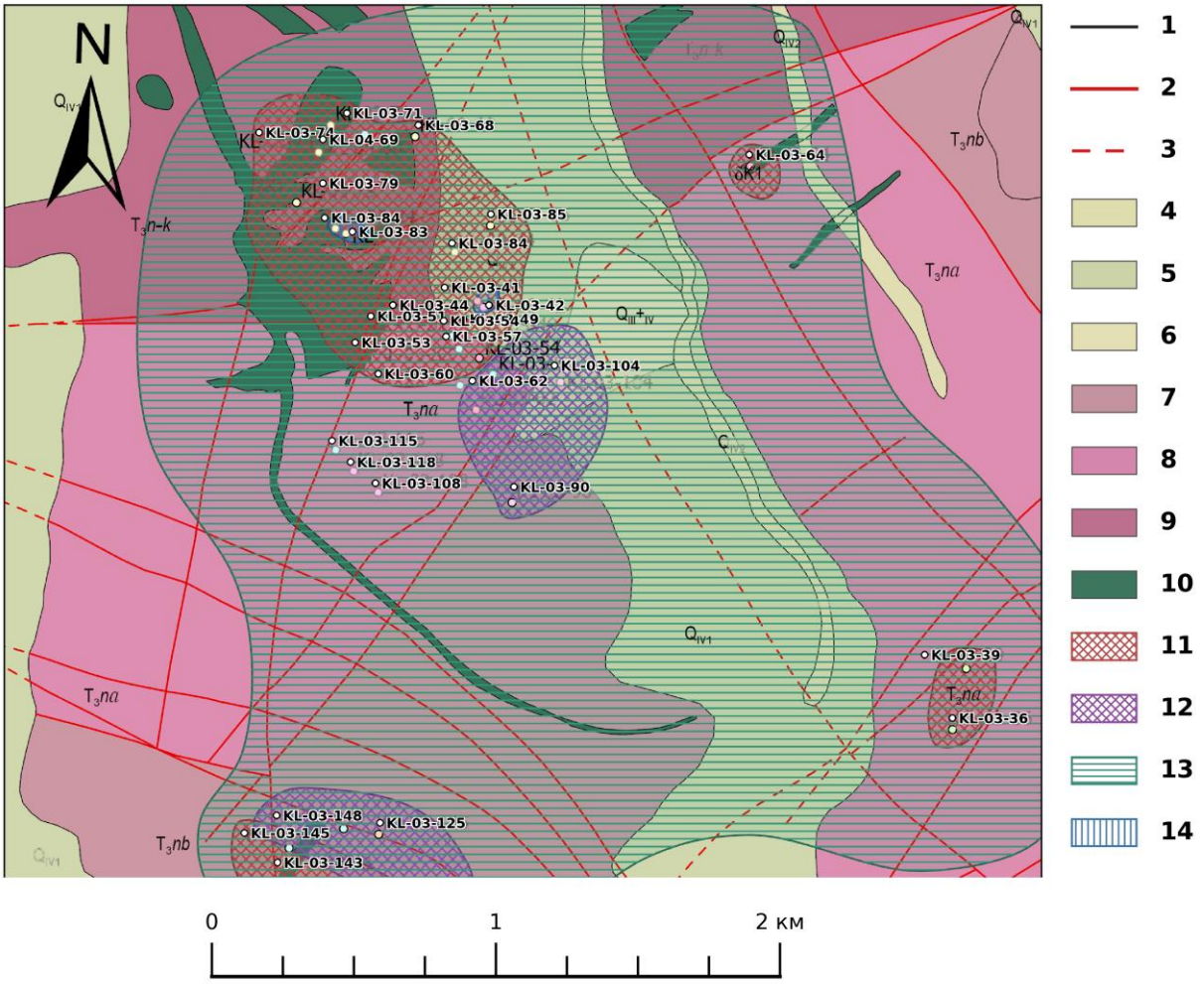


Рис. 1. Схема метасоматической зональности Эльвенейского рудного поля: 1 – геологические границы; 2 – разломы; 3 – предполагаемые разломы; 4 – Q_4^2, аллювиальные отложения пойменных и первых надпойменных террас; 5 – Q_4^1, отложения второй надпойменной террасы; 6 – Q_{3+4}, аллювиальные, пролювиальные и солифлюкционные отложения; 7 – T_3nb, норийский ярус, глинистые алевролиты и сланцы; 8 – T_3na, норийский ярус, песчанистые и алевритистые сланцы, песчаники; 9 – T_3n-k, карнийский и норийский ярусы нерасчлененные; 10 – dirK_1, раннемеловые диориты; 11 – березиты; 12 – кварц-серицит-турмалиновые метасоматиты; 13 – кварц-серицитовые метасоматиты; 14 – аргиллизиты. Точками показаны места отбора проб.

Валовый состав главных оксидов определен методом рентгенофлуоресцентного анализа, редких и редкоземельных элементов – методом ICP-MS после полного автоклавного разложения. В расчет масс-баланса включены семь метасоматитов; жильные образцы исключены. Привнос и вынос компонентов оценивали методом изокон – линеаризованной формой уравнения Гресенса (Gresens, 1967; Grant, 1986). Эталоном служил наименее измененный окварцованный аргиллит KL-03-108, а метасоматизированным аналогом для построения изоконы – аргиллит KL-03-107. Наклон изоконы определен по Al_2O_3, TiO_2, Zr, Nb, Hf и Th, поведение которых подтверждено близостью хондрит-нормированных спектров редкоземельных элементов.

На Эльвенейском поле установлены четыре пространственно сопряженные метасоматические фации: кварц-серицитовая, кварц-серицит-турмалиновая, березитовая и аргиллизитовая. Их взаимоотношения отражают три последовательные стадии гидротермально-метасоматического процесса. Ранняя высокотемпературная стадия (выше

350°C) представлена кварц-серицитовыми метасоматитами по терригенным породам. Для них характерны нодулярная текстура, серицитизация матрикса и очаговая кварц-серицитовая перекристаллизация; интенсивность изменений возрастает вблизи жил.

Средняя стадия (250–350°C) проявлена преимущественно в приконтактовых частях интрузивных тел. По диоритам развиваются серицит-хлоритовые березиты с кварцем, карбонатом, пиритом и арсенопиритом, местами замещающие 70–80 % исходной породы. В близких температурных условиях формируется кварц-серицит-турмалиновая ассоциация с железистым турмалином – шерлом. Нахождение турмалина не только в жилах, но и в матриксе метасоматитов указывает на привнос бора и участие магматогенного флюида (Slack, Trumbull, 2011). На этой стадии широко отлагается пирит и начинается накопление золота.

Поздняя аргиллизитовая стадия является главной золоторудной. По данным рентгеновской дифрактометрии в ее пределах впервые выделены три температурные фации. Низкотемпературная ярозит-серицитовая фация (ниже 200°C) формировалась в кислых окислительных условиях и практически безрудна. Переходная каолинит-иллит-серицитовая фация (150–250°C) отражает смену кислотного выщелачивания более щелочной стадией и характеризуется повышенными содержаниями золота. Высокотемпературная серицитовая фация (250–300°C), сложенная серицитом политипа 2M и кварцем, вмещает максимальные содержания золота и сурьмы. Следовательно, продуктивность аргиллизитовой зоны контролируется не самим фактом аргиллизации, а развитием ее наиболее глубокой или прогретой серицитовой части (Плющев, Шатов, 1985; Плющев и др., 2012).

Для пары KL-03-107/KL-03-108 наклон изоконы составил 0,917, что соответствует увеличению массы измененной породы примерно на 9 %. В метасоматизированном аргиллите установлен резкий привнос MgO, FeO, CaO, MnO, Zn и Cu, умеренный привнос Ba, Cs и Rb и вынос W и части As. Расчеты для всей выборки показали, что зоны общего привноса вещества тяготеют к центральным кварц-серицит-турмалиновым и березитовым фациям, тогда как отдельные хлоритизированные разности испытали существенную потерю массы. Редкоземельные и высокозарядные элементы в целом оставались иммобильными.

Минералогические и геохимические данные взаимно согласованы: привнос Mg и Fe связан с образованием шамозита; K, Rb, Cs и Ba – с мусковитом-серицитом; Zn, Cu и Pb – с сульфидной минерализацией. Распределение As, Sb и Mo неоднородно и структурно контролируется: мышьяк фиксируется в арсенопирите и продукте его окисления – скородите, молибден – в молибденитоносных кварцевых обособлениях. Высоко- и среднетемпературные ассоциации содержат раннюю W-Bi-As минерализацию с вольфрамитом, висмутином и арсенопиритом, тогда как поздние аргиллизиты несут золото-антимонитовую минерализацию. Наблюдаемая последовательность может отражать эволюцию и остывание единой гидротермальной системы.

Сопоставление с расположенным в том же районе орогенным золото-кварцевым полем Упрямое выявляет принципиальные различия. На Упрямом метасоматические изменения локальны, приурочены к контактам жил и представлены преимущественно одной карбонатной березитовой фацией. На Эльвенее метасоматоз площадной, полистадийный и полифациальный; он охватывает терригенные породы и диориты, сопровождается турмалинизацией, хлоритизацией и значительным привносом вещества. Эта совокупность признаков, наряду с предполагаемым невскрытым гранитоидным интрузивом и ассоциацией Au с Bi, W, As и Mo, сближает часть минерализации Эльвенея с эпизональной частью систем типа RIRGS (Hart, 2007; Lang, Baker, 2001). Однако наличие более раннего орогенного этапа и отсутствие прямых возрастных данных не позволяют относить все рудное поле к единому генетическому типу.

Выводы. Впервые для Эльвенейского рудного поля обоснована трехстадийная схема гидротермально-метасоматического процесса и выделены четыре фации метасоматитов и три

температурные фации аргиллизитов. Основное золото связано с высокотемпературной серицитовой фацией и березитами, а не со всей аргиллизитовой зоной, что имеет прямое прогнозно-поисковое значение. Количественный масс-баланс подтвердил соответствие привноса и выноса компонентов минеральной зональности и позволил разграничить участки аккумуляции и выщелачивания вещества. Отличия от орогенного поля Упрямое позволяют выделять в истории Эльвенейского поля самостоятельный плутоногенный этап. Наиболее перспективны на золото-сурьмяное оруденение участки развития серицитовой фации аргиллизитов вблизи контактов интрузивных тел.

Работа выполнена в рамках государственного задания ГИН РАН по теме №FMMG-2024-0001.

Список литературы

1. Баранов М.А., Журавлев Г.Ф., Казьмин С.С. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Серия Анюйско-Чаунская, лист R-59-XXXI, XXXII. М.; СПб.: ВСЕГЕИ, 2000.
2. Канимбуе Л.С., Ватрушкина Е.В., Лучицкая М.В. и др. Гранитоиды Нетпнейвеемского олово-вольфрамово-золоторудного района, Западная Чукотка // Тихоокеанская геология. 2025. Т. 44. № 5. С. 50–65.
3. Плющев Е.В., Шатов В.В. Геохимия и рудоносность гидротермально-метасоматических образований. Л.: Недра, 1985. 247 с.
4. Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: ВСЕГЕИ, 2012. 560 с.
5. Grant J.A. The isocon diagram — a simple solution to Gresens' equation for metasomatic alteration // Economic Geology. 1986. V. 81. P. 1976–1982.
6. Gresens R.L. Composition–volume relationships of metasomatism // Chemical Geology. 1967. V. 2. P. 47–65.
7. Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems // Mineral Deposits of Canada. Geological Association of Canada, 2007. P. 95–112.
8. Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. V. 36. P. 477–489.
9. Slack J.F., Trumbull R.B. Tourmaline as a recorder of ore-forming processes // Elements. 2011. V. 7. P. 321–326.

Актуальные проблемы прогнозно-металлогенических исследований и методы их решения

Устинов С.А.[1,2], Петров В.А.[1], Минаев В.А.[1], Шухов В.В.[1,2], Нафигин И.О.[1], Тишкин Е.Д.[2], Ладыгина И.В.[2], Барабашева Е.Е.[2]

[1]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН, stevesa@mail.ru
[2]Забайкальский государственный университет

Прогнозно-металлогенические исследования (ПМИ) на протяжении всей истории геологической науки остаются ключевым инструментом выявления и оценки перспективных рудоносных территорий. Их теоретической основой служит фундаментальное положение о том, что месторождения полезных ископаемых (ПИ) являются закономерным результатом геологической эволюции и контролируются факторами, отображающими особенности состава и строения земной коры и литосферы в целом (Петров и др., 2024). Основы металлогенического анализа были заложены академиком С.С. Смирновым и развиты в учении о рудных формациях академика В.И. Смирнова, а также в трудах многих других известных исследователей. Однако современное состояние минерально-сырьевой базы (МСБ), особенно по стратегическим видам ПИ, свидетельствует о том, что традиционные подходы к прогнозированию исчерпали свой потенциал. Интенсивное освоение недр в течение прошлого столетия привело к тому, что большинство относительно легкодоступных близповерхностных месторождений уже выявлено. В связи с этим перспективы дальнейшего развития МСБ страны связаны с прогнозированием рудных объектов, либо в пределах слабоизученных и труднодоступных регионов, например, в Арктической зоне РФ, либо локализованных на больших глубинах, в сложных горно-геологических условиях, часто слабо или совсем не выраженных в геохимических и геофизических полях. На фоне обострения экономической ситуации в мире растет потребность России в дефицитных видах минерального сырья, для

которых традиционные прогнозно-поисковые критерии и методики зачастую неприменимы (Бортников и др., 2023). В этих условиях на первый план выходит необходимость пересмотра методологических основ ПМИ. Классический путь прогнозирования «от общего к частному» методом последовательных приближений, оставаясь концептуально верным, требует принципиально нового инструментария.

Проведенный анализ современной практики ПМИ выявил комплекс системных проблем, имеющих не столько отраслевой, сколько методологический характер (Устинов и др., 2026). Накопленные за десятилетия огромные массивы геологической информации – разномасштабные геологические карты, результаты геофизических и геохимических съемок, данные бурения и опробования, фондовые отчеты, материалы дистанционного зондирования – остаются слабо востребованными. Причина не в отсутствии данных, а в отсутствии методологии и инструментов, способных эти данные интегрировать, анализировать и интерпретировать в режиме, сопоставимом со сложностью самой геологической среды. Массивы информации, полученные в разные периоды и разными методами, зачастую несопоставимы по точности, масштабу и формату представления, что создает значительные технические и методологические трудности для ее использования в ПМИ. Отсутствие единых стандартизированных платформ и методов сбора, обработки, анализа и интерпретации геоданных приводит к тому, что значительная часть ценной информации остается невостребованной или используется фрагментарно. Интеграция разнородных данных в единую прогнозную модель требует трудоемкой предварительной обработки, что существенно замедляет процесс анализа. Серьезным ограничением также выступает неоднозначность интерпретации геологической информации – традиционные методы металлогенического анализа во многом опираются на экспертные оценки, что неизбежно вносит элемент субъективизма в выделение рудоконтролирующих структур и прогнозных критериев. Даже признанные эксперты, в зависимости от своего личного опыта и знаний, могут расходиться в трактовке одних и тех же критериев, что приводит к неоднозначности прогнозных построений. Особую сложность представляет и учет многофакторности рудообразующих процессов – формирование месторождений является результатом взаимодействия множества геологических, геохимических и геодинамических процессов, действующих в течение длительных временных интервалов, измеряющихся иногда десятками и даже сотнями миллионов лет. Традиционные качественные модели зачастую не способны адекватно отразить нелинейные взаимосвязи между данными процессами и их эволюцию во времени. Попытки экстраполяции локальных закономерностей на региональные масштабы нередко приводят к ошибочным прогнозам из-за игнорирования пространственно-временной гетерогенности рудогенерирующих систем. Существенной проблемой остается недостаточная количественная обоснованность прогнозных критериев – многие металлогенические схемы базируются на эмпирически установленных корреляциях, не имеющих строгого статистического подтверждения. Помимо прочего, современным ключевым вызовом для реализации ПМИ является ограниченность традиционных методов при работе с «большими данными» – объемы поступающей цифровой геологической информации с каждым годом растут экспоненциально, и результаты ее анализа «вручную» или с помощью простейших статистических алгоритмов характеризуются высокой погрешностью. Человеческий когнитивный аппарат не способен объективно выявлять сложные, нелинейные взаимосвязи между сотнями параметров, контролирующих обстановки и условия размещения оруденения. Как следствие, многие глубинные закономерности остаются неучтенными, а прогнозные модели (ПМ) оказываются неполными и в недостаточной мере обоснованными. Наряду с этим существует проблема низкой скорости актуализации ПМ – в условиях быстро меняющейся информационной среды традиционные циклы и процедуры пересмотра металлогенических и прогнозных карт, занимающие годы и даже десятилетия, не отвечают практическим потребностям требующей активного развития геологоразведочной отрасли. Поступление новых данных требует оперативного внесения

корректив в существующие модели, что в рамках применяемых методик реализуется крайне медленно. Еще одним важным вызовом является необходимость учета экологических и социально‑экономических факторов при оценке перспектив рудоносности территорий. В современных условиях ПМИ должны учитывать не только геологические параметры, но и доступность инфраструктуры, экологические ограничения, экономическую целесообразность освоения и социальные аспекты недропользования. Игнорирование этих факторов ведет к формированию прогнозов, не имеющих перспектив практической реализации.

Ответом на выявленные вызовы, по мнению авторов, является создание целостной системы цифрового прогнозно-металлогенического моделирования, объединяющей четыре взаимосвязанных компонента: методически верное объединение разнородных и разномасштабных геоданных в единой геоинформационной (ГИС) среде, мультимасштабный структурно-геоморфологический анализ (СГА), минеральное картирование по данным дистанционного зондирования Земли (ДЗЗ) и прогнозирование на основе технологий искусственного интеллекта (ИИ).

Первый и фундаментальный компонент этой системы – создание специализированной ГИС платформы, аккумулирующей в едином цифровом пространстве все виды геологической информации: оцифрованные архивные геологические карты и фондовые отчеты, результаты геофизических и геохимических съемок, данные бурения и опробования, материалы ДЗЗ различных сенсоров. Интеграция данных в единой ГИС-среде решает проблему разрозненности и неоднородности информации, которая ранее делала невозможным комплексный анализ. Унификация форматов, систем координат и метаданных обеспечивает не только долгосрочное хранение, но и эффективный пространственный анализ, позволяя выявлять взаимосвязи между различными геологическими факторами, которые ранее оставались незамеченными (Черемисина и др., 2021; Петров и др., 2024).

Второй компонент системы – мультимасштабный СГА, базирующийся на цифровых моделях рельефа (ЦМР). Предложенный авторами мультимасштабный подход к выделению линеаментов, основанный на последовательном искусственном занижении пространственного разрешения ЦМР с шагом в 2-4 раза, позволяет, в отличие от традиционного анализа, реконструировать полную иерархию разрывных нарушений – от локальных оперяющих трещин до магистральных разломов регионального уровня. Интерпретация выявленных линейных структур на основе общеизвестных тектонофизических моделей позволяет выявить наиболее гидравлически активные сегменты разломов на предполагаемый период рудообразования (Минаев и др., 2024). Помимо линеаментов при проведении СГА важную роль в прогнозе локализации оруденения играют так называемые «структуры центрального (кольцевого) типа» (СЦТ). Проведенное авторами массовое дешифрирование и комплексная интерпретация СЦТ показало, что пространственные максимумы оруденения в большинстве случаев сконцентрированы на периферии относительно крупных структур и в областях их интерференции (Устинов и др., 2024). Кроме того, важным элементом разработанной методологии СГА стало картирование зон динамического влияния разломов – областей повышенной трещиноватости вокруг магистральных разрывов, которые реконструируются на основе анализа плотности линеаментов и являются наиболее благоприятными для миграции рудоносных флюидов.

Третий компонент системы – минеральное картирование по мульти- и гиперспектральным данным ДЗЗ – базируется на диагностических спектральных признаках гидротермально измененных пород: оксидов и гидроксидов железа, глинистых минералов Al-OH, пропилитовой ассоциации Mg-OH, карбонатов, кремнистых изменений и др. Применение комплекса статистических методов – анализа главных компонент, минимальной доли шума, независимого компонентного анализа, селективного метода главных компонент и технологии отношений спектральных каналов – позволяет переходить от исходных спектральных изображений к тематическим слоям, отражающим распределение ключевых минеральных

групп. Интеграция этих слоев на основе модели нечеткой логики с гамма-оператором обеспечивает построение прогнозных схем минерализации (Нафигин и др., 2025).

Четвертый компонент системы – прогнозирование на основе технологий ИИ – реализован авторами в программном комплексе «Neuro GeoPredictor», который создан на основе гибридной архитектуры, сочетающей нейросеть U-Net для семантической сегментации (попиксельной классификации растров), предобученную модель DINOv3 для извлечения высококачественных визуальных признаков с использованием стратегии эффективной адаптации параметров, а также ансамблевые методы случайного леса и градиентного бустинга для классификации на основе табличных данных. Данный подход дает возможность получать пространственные прогнозные модели, предсказывающие размещение наиболее перспективных для дальнейшего изучения участков. Сформированная в ГИС-среде единая база пространственных критериев служит источником для формирования входных наборов данных. Предварительно проводится нормализация всех растровых слоев, балансировка выборок для увеличения числа положительных примеров в условиях крайней несбалансированности классов (когда рудные объекты занимают ничтожную долю площади), а также разделение на обучающую, валидационную и тестовую выборки. Верификация прогнозных моделей осуществляется комплексно с использованием различных метрик, пространственной кросс-валидации для учета пространственной автокорреляции геологических данных, а также методов «объяснимого» ИИ для интерпретации результатов и определения вклада каждого геологического фактора в прогноз (Lee, Moon, 2026). Апробация данного подхода на различных территориях показала высокую точность ИИ моделей при сопоставлении с эталонными объектами, не входившими в обучающую выборку.

Сравнительный анализ эффективности подхода на основе технологий ИИ и создания классических весовых моделей показал, что нейросети обеспечивают более высокую точность и лучшую детальность за счет способности автоматически выявлять сложные нелинейные закономерности в многомерных данных, недоступные для линейных статистических методов. Однако классические весовые модели сохраняют преимущества в интерпретируемости: каждый вес имеет четкий геологический смысл и может быть объяснен экспертом. Наиболее эффективным признан гибридный подход, сочетающий знания-ориентированную структуру с обучающей способностью ИИ, что обеспечивает как высокую точность, так и геологическую обоснованность прогнозов.

Проведенные исследования показали, что переход от традиционных экспертных оценок к цифровым прогнозно-металлогеническим моделям, основанным на интеграции ГИС, данных ДЗЗ и технологий ИИ, позволяет объективно ранжировать территории по степени перспективности, выявлять зоны нереализованного потенциала и существенно сокращать финансовые и временные затраты на начальных этапах геологоразведочных работ. Разработанный комплекс методик и программного обеспечения апробирован на примерах различных регионов, продемонстрировав высокую эффективность для прогнозирования полиметаллического, золоторудного, уранового и редкометалльного оруденения. Реализация предложенной целостной системы цифрового прогнозно-металлогенического моделирования позволяет преодолеть ключевые методологические ограничения традиционных подходов: обеспечить интеграцию разнородных геоданных в единой цифровой среде, перейти от субъективных экспертных оценок к объективным количественным критериям прогноза, выявлять сложные нелинейные закономерности в многомерных массивах геологических данных, оперативно актуализировать прогнозные модели по мере поступления новых данных, использовать потенциал мониторинга для уточнения генетических и прогнозных моделей.

Дальнейшее развитие методологии авторы связывают с интеграцией геологических знаний в нейросетевые архитектуры через механизмы внимания и графовые нейронные сети, расширением спектра прогнозируемых типов ПИ, а также созданием цифровых двойников рудных районов для многовариантного сценарного моделирования на основе 3D/4D-подходов

(Wang et al., 2021). Полученные результаты служат основой для создания цифровых прогнозно-поисковых моделей нового поколения и внедрения передовых методов прогнозирования в практику геологоразведочных работ, что в конечном счете направлено на укрепление минерально-сырьевой безопасности и технологического суверенитета страны.

Исследование выполнено в рамках гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.24.44 (Соглашение № 075-15-2024-641 от 12 июля 2024 г.)

Список литературы

1. Бортников Н.С., Волков А.В., Галямов А.Л., Викентьев И.В., Лаломов А.В., Мурашов К.Ю. Проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности России // Геология рудных месторождений. 2023. Т. 65. № 5. С. 371–386. DOI: 10.31857/S0016777023050039
2. Минаев В.А., Устинов С.А., Петров В.А., Свечеревский А.Д., Нафигин И.О. Региональный дистанционный анализ разломной тектоники Таймыро-Североземельского орогена и ее роли в рудообразовании // Исследование Земли из космоса. 2024. № 5. С. 58–73. DOI: 10.31857/S0205961424050048
3. Нафигин И.О., Лапаев Д.С., Минаев В.А., Устинов С.А., Петров В.А. Прогнозное моделирование зон золото-сульфидной минерализации по данным спутниковой мультиспектральной съемки (Северная и Центральная Чукотка) // Наука и технологические разработки. 2025. Т. 104. № 3. С. 3–24. DOI: 10.21455/std2025.3-1
4. Петров В.А., Устинов С.А., Минаев В.А., Нафигин И.О., Гришков Г.А., Яровая Е.В. Геоинформационные технологии в прогнозно-минерагенических исследованиях // Разведка и охрана недр. 2024. № 2. С. 25–35. DOI: 10.53085/0034-026X_2024_2_25
5. Устинов С.А., Петров В.А., Минаев В.А., Нафигин И.О., Яроваяа Е.В. Дешифрирование и интерпретация структур центрального типа на территории Юго-Восточного Забайкалья для прогноза рудообразующих систем // Геология рудных месторождений. 2024. Т. 66. № 4. С. 329–362. DOI: 10.31857/S0016777024040015
6. Устинов С.А., Петров В.А., Мартыненко О.О., Авдеев П.Б., Федотов Г.С. Современные проблемы прогнозно-металлогенических исследований и пути их решения на основе создания специализированной лаборатории // Вестник Забайкальского государственного университета. 2026. Т. 32. № 1. С. 35-53. DOI: 10.21209/2227-9245-2026-32-1-35-53
7. Черемисина Е.Н., Костылева Т.В., Мурадян А.В. Цифровизация в геологоразведке: обзор и анализ современного состояния // Геоинформатика. 2021. № 4. С. 18–27. DOI: 10.47148/1609-364X-2021-4-18-27
8. Lee S., Moon I. Recent advances and future perspectives of AI-based mineral exploration: a review of machine learning, deep learning, and geologically informed approaches // Minerals. 2026. Vol. 16. № 6. P. 584. DOI:10.3390/min16060584
9. Wang G., Zhang. Z., Li R., Li J., Sha D., Zeng Q., Pang Z., Li D., Huang L. Resource prediction and assessment based on 3D/4D big data modeling and deep integration in key ore districts of North China // Sci. China Earth Sci. 2021. Vol. 64. P. 1590–1606. DOI: 10.1007/s11430-020-9791-4

Внутриплитные гранитоиды 2.45 млрд лет в Беломорской провинции: петрология и условия метаморфизма

Фатеева А.А.[1], Степанова А.В.[1], Самсонов А.В.[2], Ерофеева К.Г.[2], Максимов О.А.[1]

[1]Институт геологии Карельского научного центра РАН, anjafateeva@mail.ru
[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Введение. Палеопротерозойский внутриплитный магматизм в Карельской и Беломорской архейских провинциях восточной части Фенноскандинавского щита активно изучается в последние десятилетия, однако большая часть исследований посвящена основному магматизму (Stepanova et al., 2022 и ссылки в этой работе). Изучению внутриплитного кислого магматизма уделяется значительно меньше внимания, что связано с его небольшими объемами и редкими проявлениями (Устинова и др., 2026). Один из наиболее масштабных эпизодов внутриплитного магматизма с возрастом 2.45 млрд лет на Фенноскандинавском щите включает породы как основного, так и кислого состава, причем последние имеют широкое распространение (Koistinen et al., 2001; Буйко и др., 1995; Корсакова, 2011). Гранитоиды этого эпизода в восточной части Беломорской провинции были изучены в ходе морской экспедиции НИС «Эколог» КарНЦ РАН в 2023 году на островах Большой Топ и Ряволуда Белого моря в районе между г. Кемь и архипелагом Соловецкие острова.

В работе было проведено минералого-петрографическое изучение гранитоидов в прозрачно-полированных шлифах; определено и проанализировано содержание петрогенных элементов и концентрации редких и редкоземельных элементов; проведены расчеты P-T условий формирования метаморфической ассоциации и рассчитаны псевдосечения в программном комплексе Perple_X (Connolly, 2005; Holland, Powell, 1998); выделен циркон из проб гранитоидов; изучены поверхность наиболее сохранных (не обломков) зерен циркона, а также внутреннее строение зерен циркона; проведено U-Th-Pb изучение циркона; рассчитаны температуры кристаллизации циркона в расплаве (T, °C) по модели (Crisp, Berry, 2022).

Остров Большой Топ сложен средне- и крупнозернистыми слабо огнейсованными гранодиоритами розово-серого цвета, однородными по всей площади острова. Гранитоиды содержат мелкозернистые мафические включения размером от 10 см до первых метров, имеющие неправильную или округлую форму, и секутся гранит-аплитовыми и кварцевыми жилами. Гранитоиды сложены: плагиоклазом, кварцем, гранатом, темноцветные минералы представлены биотитом, амфиболом, титанитом и рудными минералами (ильменит, магнетит, пирит). Мафические включения состоят преимущественно из плагиоклаза, биотита и амфибола, присутствуют ортопироксен и гранат.

На острове Ряволуда преобладают средне- и крупнозернистые разгнейсованные граниты. Породы сложены: микроклином, плагиоклазом, кварцем, темноцветные минералы представлены биотитом, амфиболом, титанитом и рудными минералами (ильменит, магнетит). Участками проявлена мигматизация с обособлениями гранитной лейкосомы. Мафические включения в гранитоидах острова Ряволуда не установлены. Граниты секутся дайками основного состава мощностью до 1,5 м.

Анализ составов минералов гранодиорита о. Большой Топ позволил оценить P-T условия метаморфических преобразований, которые соответствуют амфиболитовой фации (T=550-600°C; P=8-9кбар).

По химическому составу мафические включения в гранитоидах о. Большой Топ отвечают умеренно магнезиальным диоритам с содержанием SiO_2 около 55 мас.% и Mg# = 32-35 при содержании MgO около 5 мас.%. Гранитоиды двух островов близки по составу и отвечают метаглиноземистым толеитовым гранодиоритам и гранитам с вариациями SiO_2 от 63 до 68 мас.% и высокой железистостью (Fe# = 72-82 при $Fe_2O_{3общ.}$ от 7 до 9 мас.%). Гранитоиды отличаются от диоритов более высокими концентрациями большинства рассеянных элементов, включая REE, LILE и HFSE, особенно Zr (до 645 мг/г). При этом на бинарных диаграммах диориты и гранитоиды образуют общие облака-тренды, а на мультиэлементных диаграммах демонстрируют химическое сходство с умеренно фракционированным распределением и легких, и тяжелых REE и хорошо проявленными отрицательными аномалиями Nb, Ti, Eu и Sr. Лейкосома мигматита о. Ряволуда отвечает по составу высокоглиноземистому граниту и контрастно отличается от вмещающих гранитов по химическим характеристикам, обладая низкими концентрациями и сильно фракционированным распределением REE, резким обеднением тяжелыми лантаноидами и положительной Eu аномалией.

Оценки возраста гранитоидов получены по циркону. Циркон, выделенный из гранитоидов о. Большой Топ и о. Ряволуда, обладает дипирамидно-призматической формой, параметр удлинения 2.5 – 3. Кристаллы циркона прозрачные, бесцветные, с хорошо проявленной осцилляторной зональностью, содержат включения, представленные апатитом и кварцем, и газово-жидкие включения. Присутствия унаследованных ядер в кристаллах циркона оптическими методами и в катодолюминесценции (CL) не установлено. На некоторых кристаллах в CL фиксируются очень тонкие темные каймы, возможно, метаморфического происхождения. U-Th-Pb изотопные исследования показали близкие оценки возраста циркона из гранодиоритов о. Большой Топ (2423±7 млн лет) и о. Ряволуда (2431±6 млн лет). Учитывая особенности морфологии циркона и его внутреннего строения,

полученные оценки могут рассматриваться как возраст кристаллизации гранитоидов в интервале 2423 – 2431 млн лет. Оценить возраст циркона предполагаемой метаморфической генерации не удалось из-за малой толщины кайм.

Полученные данные позволяют обсудить вопросы происхождения и тектонической позиции изученных гранитоидов и условий их метаморфической переработки.

По всем особенностям состава гранитоиды отвечают гранитам А-типа, образование которых связывается с высокотемпературным плавлением средних-кислых коровых пород (Gao et al., 2015). Это плавление могло быть связано с проникновением в кору мантийных магм основного состава, производные которых представлены диоритовыми включениями в гранодиоритах о. Большой Топ. Сходство многих химических особенностей диоритов и гранодиоритов указывает на возможное смешение мантийных и коровых расплавов в промежуточных камерах, возможно, по механизму гибридизации (Rodrigues et al., 2026). Участие высокотемпературных мантийных магм в плавлении коры подтверждается также высокими температурами образовании гранодиоритовых и гранитных расплавов (до 900 °C, рассчитано по модели Crisp, Berry, 2022), которые обеспечивали полное растворение циркона из корового источника и аномально высокие содержания Zr в этих кислых магмах (Miller et al., 2003). Геохимические особенности диоритов и гранодиоритов, такие как повсеместно проявленные отрицательные аномалии Eu и Sr и умеренно фракционированное распределение тяжелых REE, свидетельствуют, что процессы плавления коры и гибридизации происходили вне поля стабильности граната при ведущей роли плагиоклаза на ликвидусе расплавов при давлении менее 8 кбар (Watkins et al., 2007), т.е. на уровнях средней или верхней коры.

Выводы. Таким образом, гранитоиды островов Большой Топ и Ряволуда с возрастом около 2.45 млрд лет расширяют ареал распространения внутриплитных гранитов в Беломорской провинции. Присутствие в этих гранитоидах мафических включений и высокие температуры их зарождения указывают на тесную связь с внедрением в высокие уровни коры синхронных внутриплитных мантийных расплавов, широко развитых в Карельской и Беломорской провинциях (Арестова и др., 2022; Stepanova et al., 2022).

Метаморфические преобразования гранитоидов соответствуют амфиболитовой фации (T=550-600°C; P=8-9кбар). Это дополняется данными по лейкосоме мигматита в гранитоидах о. Ряволуда, геохимические особенности которой указывают на образование гранитного расплава в равновесии с гранатсодержащим бесплагиоклазовым реститом, т.е. при давлении более 10-12 кб (Watkins et al., 2007). Этот метаморфизм, вероятно, связан с крупным этапом тектонической переработки около 1.9 млрд лет, который охватил все породы Беломорской провинции и был связан с континентальной коллизией при закрытии палеопротерозойского Лапландско-Кольского океана (Daly et al., 2006).

Работа является вкладом в исследования ИГ КарНЦ РАН по теме FMEN-2023-0009.

Список литературы

1. Арестова, Н.А, Чекулаев, В.П, Егорова, Ю.С, Kucherovskiy, Gleb. Сумийские базальты и базальтовые андезиты Карельской провинции Фенноскандинавского щита: геологическое положение, состав, условия образования, 2022, Геология и геофизика. 10-21.
2. Буйко А.К., Левченков О.А., Турченко С.И., Друбецкой Е.Р. Геология и изотопное датирование раннепротерозойского сумийско-сариолийского комплекса Северной Карелии (Паанаярви-Ципрингская структура), 1995
3. Корсакова М.А., Мыскова Т.Н., Иванов Н.М. Комплексы сумийских гранитоидов юго-восточной части Северо-Карельской зоны // Геология и полезные ископаемые Карелии. Вып. 14. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2011. С. 57–71.
4. Устинова В.В., Степанова А.В., Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Бессмертный К.Н., Максимов О.А., Силаева О.М., Федоров А.А. Граниты А-типа 1.96 млрд лет в составе Онежской крупной магматической провинции, Карельский кратон // Доклады Академии Наук. Науки о Земле. 2026. Т. 527. № 2. С. 93–105

5. Connolly J.A.D. Computation of phase equilibria by linear programming: a tool for geodynamic modeling and its application to subduction zone decarbonation // Earth and Planetary Science Letters. 2005. V. 236. P. 524–541
6. Corfu F., Hanchar J., Hoskin P., Kinny P. Atlas of Zircon Textures // Reviews in Mineralogy and Geochemistry. 2003. V. 53.
7. Crisp L.J., Berry A.J. A new model for zircon saturation in silicate melts. Contributions to Mineralogy and Petrology, 2022, 177(7),71
8. Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J. et al. The Lapland–Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Eds. D.C. Gee, R.A. Stephenson. European Lithosphere Dynamics. Geol. Soc. London. Memoirs. 2006. V. 32. P. 579–598.
9. Gao, Peng & Zheng, Yong-Fei & Zhao, Zi-Fu. (2016). Experimental melts from crustal rocks: A lithochemical constraint on granite petrogenesis. Lithos. 266-267.
10. Holland T.J.B., Powell R. An internally consistent thermodynamic data set for phases of petrological interest // J. Metamorph. Geol. 1998. V. 16. P. 309–343
11. Koistinen, T., Stephens, M.B., Bogatchev, V., Nordgulen, Ø., Wennerström, M. and Korhonen, J. 2001. Geological map of the Fennoscandian Shield, scale 1 : 2 000 000. Geological Surveys of Finland, Norway and Sweden and the North-West Department of Natural Resources of Russia.
12. Miller, Calvin & Mcdowell, Susanne & Mapes, Russell. (2003). Hot and cold granites? Implications of zircon saturation temperatures and preservation of inheritance. Geology. 31(6)
13. Rodrigues, Luís & Pereira, Fábio & Silva, Cleverton & Lafon, Jean-Michel & Machado, Rômulo & Conceicao, Herbet & Rosa, Maria. (2026). Hybridization of mantle- and crust-derived magmas during the late-collisional stage of the Sergipano Orogenic System, NE Brazil. Journal of South American Earth Sciences. 176.
14. Stepanova A., Stepanov V., Larionov A., Salnikova E., Samsonov A., Azimov P., Egorova S., Babarina I., Larionova Y., Sukhanova M., Kervinen A., Maximov O. Relics of Palaeoproterozoic LIPs in the Belomorian Province, Eastern Fennoscandian Shield: barcode reconstruction for a deeply eroded collisional orogeny // From: Srivastava, R. K., Ernst, R. E., Buchan, K. L. and De Kock, M. (eds) Large Igneous Provinces and their Plumbing Systems. Geological Society, London, Special Publications, 518.2022
15. Watkins, J. & Clemens, John & Treloar, Peter. (2007). Archaean TTGs as sources of younger granitic magmas: Melting of sodic metatonalites at 0.6-1.2 GPa. Contributions to Mineralogy and Petrology. 154. 91-110.

Поиск предъятулийской коры выветривания в породах фундамента Сегозерской структуры: первые данные по архейским гранитоидам

Фатеева А.А.[1], Самсонов А.В.[2], Степанова А.В.[1]

[1]Институт геологии Карельского научного центра РАН, anjafateeva@mail.ru
[2]Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН

Введение. Коры выветривания (КВ) играют важную роль в формировании осадочных пород, а также несут в себе уникальную информацию о составе и изменениях литосферы, гидросферы и атмосферы. Особый интерес вызывают коры выветривания раннего палеопротерозоя, которые ассоциируют с появлением на Земле кислородной атмосферы и развитием жизни (Reddy, Evans, 2009). Исследования палеопротерозойских КВ проводятся на нескольких архейских кратонах, одним из которых является Карельский кратон, Фенноскандинавский щит. Здесь известны разрозненные фрагменты площадной латеритной КВ, которая формировалась по архейским гранитоидам, сумийским вулканитам и сариолийским конгломератам начала палеопротерозоя (2.5-2.3 млрд лет), и предшествовала заложению ятулийских вулканогенно-осадочных структур (Marmo, 1992; Климова, 2018 и ссылки в этих работах). Основной объем исследований предъятулийских КВ проводится в фундаменте супракрустальных разрезов нескольких крупных ятулийских структур в центральной части Карельского кратона, включая хорошо сохранившуюся Сегозерскую структуру. В фундаменте осадочного разреза этой структуры на одном небольшом участке была описана КВ по гранитам фундамента (Alfimova et al., 2022). Кроме того, особенности состава осадочных пород янгозерской свиты, слагающей нижнюю часть разреза Сегозерской структуры, указывают на их формирование при разрушении латеритной КВ (Силаева и др., 2026). В планируемом докладе будут представлены предварительные результаты изучения гранитоидов фундамента осадочных пород Сегозерской структуры, выполненные на двух разрезах: на острове Чепаншари и в губе Глухая.

Минералого-петрографическое изучение терригенных пород проводилось в прозрачно-полированных шлифах с использованием поляризационного микроскопа Leitz Laborlux 12 TOL в Институте геологии Карельского научного центра РАН (КарНЦ РАН, г. Петрозаводск). Содержание петрогенных элементов в гранитоидах определялось на рентгенофлуоресцентном спектрометре последовательного действия PW-2400 (Philips Analytical B.V.) в Институте геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (ИГЕМ РАН, Москва). Концентрации редких и редкоземельных элементов определялись методом ICP-MS на масс-спектрометре Agilent 7900 в Центре коллективного пользования Карельского научного центра РАН (ЦКП КарНЦ РАН, г. Петрозаводск).

На острове Чепаншари, расположенном в оз. Сегозеро, ранее была описана кора выветривания по гранитам, на контакте гранитов с осадочными породами (Alfimova et al., 2022). Алевролиты, доломиты и песчаники, относящимися к янгозерской свите ятулийского надгоризонта, перекрывают метаморфизованный архейский фундамент с несогласием (Alfimova et al., 2022). Кора выветривания сопровождается поверхностью размыва и является стратиграфической границей между архейским гранито-гнейсовым фундаментом и палеопротерозойскими осадочными отложениями.

В районе Глухой губы архейские гранитоиды с несогласием перекрыты палеопротерозойскими осадочными породами. Непосредственно на архейском фундаменте залегают породы маймярвинского горизонта, который рассматривается или как автохтонная кора химического выветривания, или как доятулийские обломочные породы (Силаева и др., 2026 и ссылки в этой работе).

Граниты с острова Чепаншари (рис. 1а, б) – крупнозернистые, массивные, серого цвета с голубым кварцем. Структура реликтовая гранитная, порфировидная. Карбонат и серицит замещают плагиоклаз, но полисинтетические двойники сохраняются.

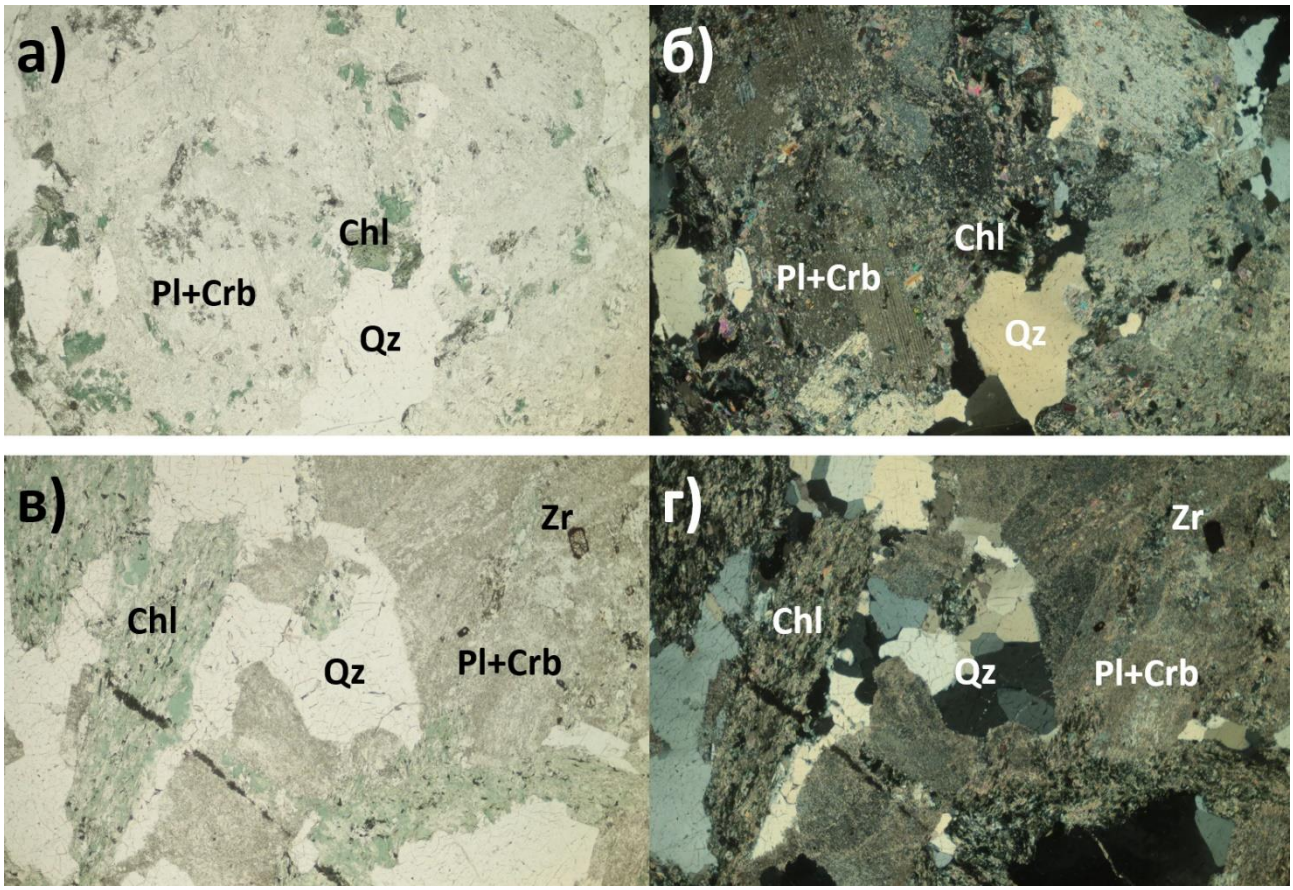


Рис. 1. Фотографии шлифов: а, б – обр. SG6-6/5 (о. Чепаншари) в проходящем свете и в скрещенных николях; в, г – обр. SG6-23/14 (г. Глухая) в проходящем свете и в скрещенных николях

В губе Глухая гранитоиды (рис. 1в, г) представляют собой среднезернистые, массивные породы зеленоватого цвета. Граниты сохраняют реликты порфировидной структуры, карбонат замещает плагиоклаз, проявлена серицитизация.

В целом степень карбонатизации для гранитов о. Чепаншари оценивается ниже, чем в гранитах Глухой губы, и степень сохранности плагиоклаза, соответственно, выше.

По положению точек химического состава пород на классификационных диаграммах граниты с острова Чепаншари и невыветрелые граниты из Глухой губы относятся к гранитам и диоритам нормального ряда щелочности известково-щелочной серии. Часть гранитов из Глухой губы оторвана от других образцов и выделяется в отдельную группу, что можно объяснить их высокой степенью выветрелости.

На диаграммах Харкера (рис. 2) наблюдается тренд, в котором в гранитоидах с ростом содержания кремнезема уменьшается концентрация TiO_2, Al_2O_3, MgO, CaO. Граниты губы Глухой, наиболее близкие к контакту с конгломератами, характеризуются меньшим содержанием кремнезема при более высоких концентрациях CaO, MgO, Fe_2O_3 относительно других исследуемых образцов.

На мультиэлеметной диаграмме характер распределения элементов из гранитов о. Чепаншари и губы Глухой различен, за тем исключением, что они имеют схожую отрицательную Sr аномалию. На диаграмме распределения редкоземельных элементов (РЗЭ) спектры гранитоидов имеют сходства, однако граниты Глухой губы больше обогащены HREE, чем граниты о. Чепаншари.

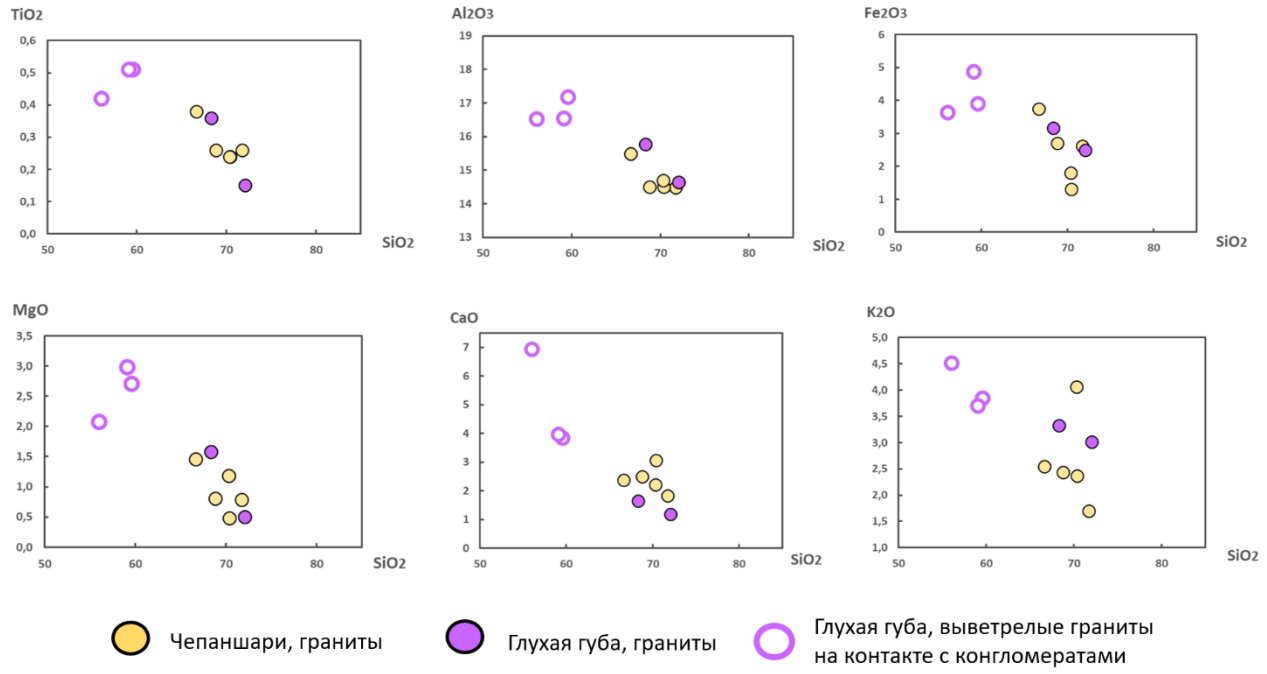


Рис. 2. Диаграммы Харкера для гранитов о. Чепаншари и гранитов Глухой губы (оз. Сегозеро)

Сравнение составов гранитов показывает изменение их состава при приближении к контакту. Образцы гранитов в Глухой губе были отобраны на разном расстоянии от контакта с вышележащими конгломератами в доступном для опробования разрезе на протяжении около 5 метров. На графиках петрогенный элемент, мас. % – расстояние от конгломератов, м (рис. 3) видно, что чем ближе образец находится к контакту с конгломератами, тем выше в нем содержание CaO, K_2O, Al_2O_3. Аналогичная, но менее явная тенденция устанавливается и для участка Чепаншари, где максимально приближенный к зоне контакта образец резко обогащен

K_2O (рис. 3). Для древних кор выветривания характерно накопление K_2O в наиболее выветрелых участках профиля (Климова, 2018).

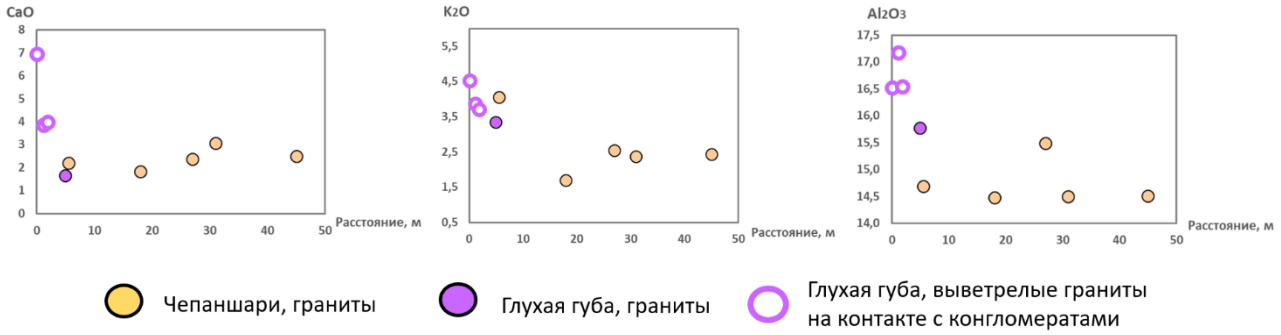


Рис. 3. График: петрогенный элемент, мас.% – расстояние, м для гранитов о. Чепаншари и губы Глухая (оз. Сегозеро)

Выводы. Гранитоиды в фундаменте Сегозерской структуры на двух изученных участках имеют незначительные преобразования минерального и химического состава, которые локально проявлены вблизи непосредственного контакта с ятулийскими осадочными породами и выражены более сильной степенью карбонатизации гранитоидов, серицитизации плагиоклаза и накоплением калия.

Масштаб и характер этих преобразований не дает оснований рассматривать изученные участки как примеры проявления классической латеритной коры выветривания, формирование которой происходило на Карельском кратоне в предъятулийское время.

Мы полагаем, что полученный результат может быть связан с частичной или полной эрозией предъятулийской коры выветривания, сохранный разрез которой может быть обнаружен на других участках.

Исследования выполнены при финансовой поддержке гранта РНФ № 23-17-00260-П.

Список литературы

1. Климова Е.В. Реконструкция условий формирования палеопротерозойских кор выветривания по гранитоидам Фенноскандинавского щита, 2018
2. Силаева О.М., Ерофеева К.Г., Самсонов А.В., Степанова А.В., Ларионова Ю.О., Фатеева А.А., Устинова В.В., Суханова М.А., Бессмертный К.Н., Максимов О.А. Предыстория события Ломагунди-Ятулий на Карельском кратоне: Литология терригенных пород ятулия Сегозерской структуры // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2026. Т. 34. № 1. С. 5–36
3. Alfimova N. A., Kuznetsov A. B., Klimova E. V., Bekker A. Archean-Proterozoic unconformity on the Fennoscandian Shield: Geochemistry and Sr, C and O isotope composition of Paleoproterozoic carbonate-rich regolith from Segozero Lake (Russian Karelia), Precambrian Research, 2022
4. Marmo J.S. The lower Proterozoic Hokkalampi paleosol in north Karelia, eastern Finland // Early Organic Evolution. Eds. Schidlowski M., Golubic S., Kimberley M.M., McKirdy D.M., Trudinger P.A. Berlin: Springer, 1992. P. 41–66.
5. Reddy S.M., Evans D.A.D. Palaeoproterozoic supercontinents and global evolution: correlations from core to atmosphere. Palaeoproterozoic Supercontinents and Global Evolution. Eds. Reddy S.M., Mazumder R., Evans D.A.D, Collins A.S. Geol. Soc. London Spec. Publ. 2009. V. 323. P. 1–26.

Анализ генетических признаков глауконита Кирдинского месторождения (Челябинская область)

Хитрин И.С., Рудмин М.А.

Национальный исследовательский Томский Политехнический Университет, ish9@tpu.ru, rudminma@tpu.ru

Глауконит – диоктаэдрический калий- и железосодержащий силикат с дефицитом межслоя и структурой типа 2:1 (Dasi et al., 2024). В подавляющем большинстве случаев минерал является аутигенным, образуется в морских обстановках осадконакопления в

пределах шельфовой зоны (Николаева, 1977; Odin and Matter, 1981). Хотя глауконит имеет преимущественно автохтонное происхождение, оно не является единственно возможным. Выделяют также парааутохтонные (частичное изменение, перемещение автохтонной разновидности) и аллохтонные (образованные в другом месте и перенесенные на значительные расстояния) образования, которые кардинально отличаются друг от друга (Amorosi, 1995). Их определение является одной из наиболее важных задач, решение которой необходимо для установления генезиса глауконитов. Существует корреляция между зрелостью минерала и количеством аутигенной составляющей, что крайне важно поскольку дает возможность сделать определенные выводы об условиях образования на основе их химического и рентгеноструктурного анализа (Amorosi, 2012). Чем в более спокойных обстановках осадконакопления был сформирован глауконит, и чем меньше он подвергался перемещению в ходе образования, тем больше количество калия и меньшее количество смектитовых слоев он содержит (Amouric, 1985; Amorosi, 1997; Amorosi, et. al. 2007). То есть, дискретность и степень зрелости глауконитов являются наиболее важными генетическими признаками, определяющими то, каким образом и в каких условиях был сформирован минерал. По мимо прочего, огромную роль в образовании глауконита играет наличие железа – существуют данные, указывающие на значительное снижение содержания растворенного железа в следствие образования глауконит-содержащих толщ (Baldermann et. al., 2022). Актуальная модель эволюции глауконита представляет процесс его образование, как автохтонный рост железистого смектита в порах субстрата, не требующий специфического слюдистого материала (Odin and Matter, 1981). По мере формирования новых смектитов в оставшемся поровом пространстве, более ранние минералы модифицируются путем включения калия, образуя материал с меньшим количеством разбухающих слоев – глауконит-смектиты (в качестве промежуточного члена эволюционного ряда). Конечным членом является зрелый глобулярный глауконит. Такая модель роста объясняет многообразие смешанослойных разновидностей глауконита и вариацию их физико-химических свойств. Процесс контролируется балансом между степенью физической замкнутости частицы и ионным обменом между микросредой и морской водой (Odin and Matter, 1981).

Актуальность подобных исследований заключается в том, что генетические признаки глауконита на прямую влияют на его практически-ориентированные свойства. Таким образом, развитие областей применения глауконита неразрывно связано с необходимостью расширения знаний об условиях его формирования и его сырьевом потенциале.

Цель работы – установление генетических признаков глауконита Кирдинского месторождения (Челябинская область) для определения условий осадконакопления, и типизации процесса образования минерала.

Объектом исследования является глауконит Кирдинского месторождения. Глауконит сконцентрирован в виде залежи среди морских отложений талицкой свиты раннепалеогенового возраста. Мощность глауконитового горизонта изменяется от 6,6 до 11,3 м. Талицкая свита в пределах Кирдинского месторождения хорошо выдержана по площади и простиранию, не рассечена разрывными нарушениями, сложена кварц-глауконитовыми песками и песчаниками (рис. 1). Перекрывающие породы представлены плиоцен-четвертичными песчанистыми глинами (серовская свита), а подстилающие – мергелистыми глинами позднемелового возраста (ганькинская свита).

Для проведения детальных исследований глауконитового песка из исходной пробы выделялась максимально чистая монофракция глауконита. Обогащение глауконита выполнялось следующим образом: (а) удаление глинистой фракции (отмучивание в дистиллированной воде), (б) просеивание через сито с размерностью 500 мкм, (в) электромагнитная сепарация (ЭМС 10/5), (г) ручная дочистка магнитной фракции (Rudmin et al., 2017). Итоговый глауконитовый концентрат имел следующие характеристики: более 90% глобулярного глауконита, менее 10% кварц и полевых шпатов, менее 1% глинистой фракции.

Методы исследования включали, сканирующую электронную микроскопию (СЭМ) с локальным энергодисперсионным рентгеноспектральным анализом (ЭДС), порошковый рентгенодифракционный анализ (РДА), рентгеновскую фотоэлектронную спектроскопию (РФЭС) и масс-спектрометрию с индуктивно связанной плазмой (ИСП-МС).

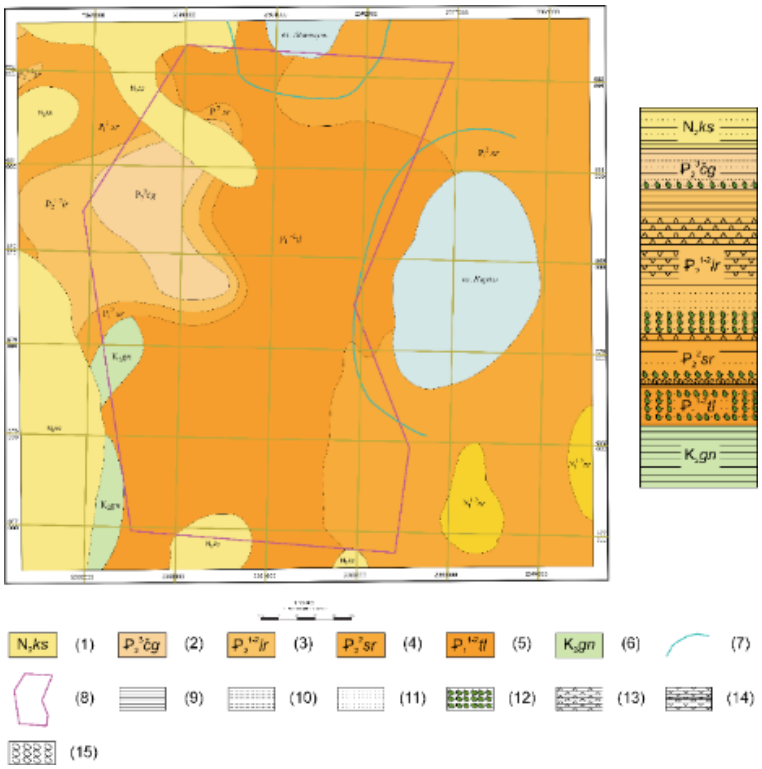


Рис. 1. Геологическая схема и общая литологическая колонка Кирдинского месторождения глауконита (Челябинская область).

Обогащенный образец характеризуется рядом основных базальных отражений 10,16 Å (*001*), 4,98 Å (*002*), 3,34 Å (*003*), 2,583 Å (*004*), 1,816 Å (*005*) отвечающих периодичности кристаллической решетки глауконита (рис. 2). По мимо прочего, повышенной интенсивностью обладают рефлексы при 4,48 Å (*020/110*), 3,67 Å (*-112*), 3,09 Å (*112*) и 2,403 Å (*131*).

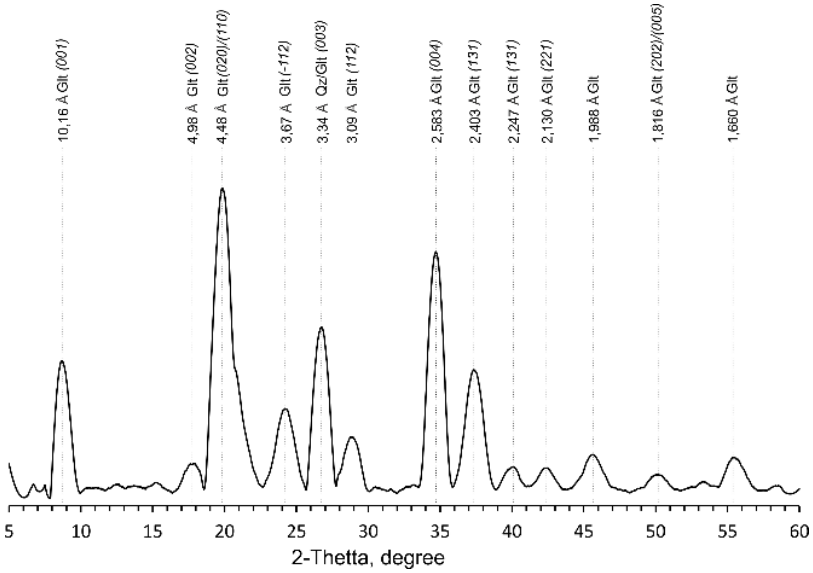


Рис. 2. Рентгеновская дифрактограмма обогащенного кирдинского глауконита (Glt-Kird_r). Glt – глауконит, Qz – кварц.

Гранулометрический анализ отмытого глауконитового песка указывает на преобладание фракций от 100 до 250 мкм (18,7 вес. %) и от 250 до 500 мкм (70,4 вес.%) при этом в первой отмечено наибольшее содержание глауконита (рис. 3 C). Материал размерностью более 63 мкм (рис. 3 A-D) составляют преимущественно кварц и глауконит (более 95 % всех частиц).

Гранулы и глобули глауконита имеют округлую, вытянутую, иногда угловатую и пальцевидную формы с гладкой или рельефной с углублениями поверхностью. Среди частиц меньшего размера (рис. 3 E, F) по мимо зерен кварца и глауконита в заметных количествах наблюдаются фосфаты с редкоземельными элементами, цирконы (иногда с изоморфным замещением гафния) и сульфиды (халькопирит, пирит). Причем чем меньше фракция, тем больше содержание вышеописанных минералов в ней. Усредненный состав обогащенного глауконита по данным ЭДС анализа выглядит следующим образом: 7,1 вес.% K_2O, 23,5 вес.% Fe_2O_3 (total), 56,0 вес.% SiO_2, 8,8 вес.% Al_2O_3, 3,8 вес.% MgO, 0,8 вес.% CaO.

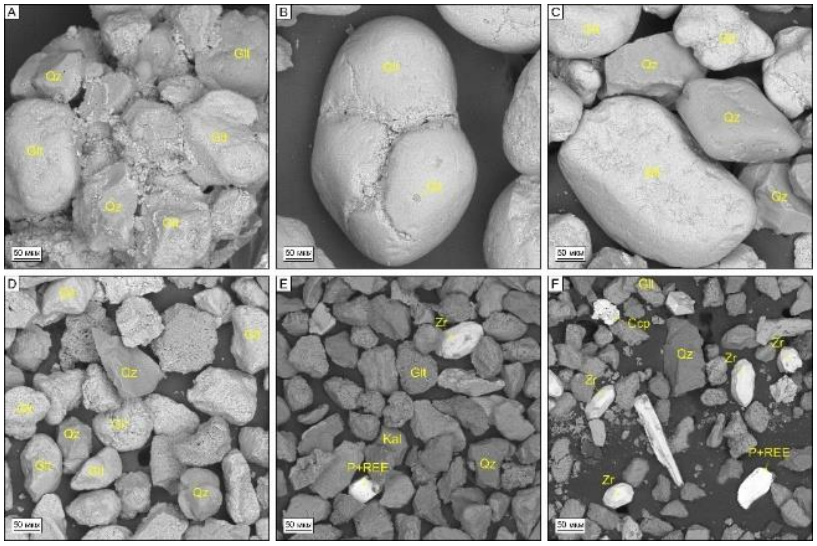


Рис. 3. СЭМ-снимки в детекторе обратно-рассеянных электронов отмученного Кирдинского глауконитового песка: частицы от 500 до 1000 мкм (A), от 250 до 500 мкм (B), от 100 до 250 мкм (C), от 63 до 100 мкм (D), от 45 до 63 мкм (E), менее 45 мкм (F).

Принимая во внимание данные РФЭС анализа обогащенного глауконита (рис. 4) о соотношение Fe^{2+}/Fe^{3+} в образце Glt-Kird_r, которое составляет 0,42, можно сделать вывод о том, что глауконит Кирдинского месторождения содержит порядка 6,95 вес.% FeO и 16,55 вес.% Fe_2O_3. Кристаллохимическая формула рассчитанная на основе этих данных имеет следующий вид: $K_{0,63}(Al_{0,42}Mg_{0,40}Fe^{3+}_{0,83}Fe^{2+}_{0,35})_2(Si_{3,73}Al_{0,27})O_{10}(OH)_2nH_2O$.

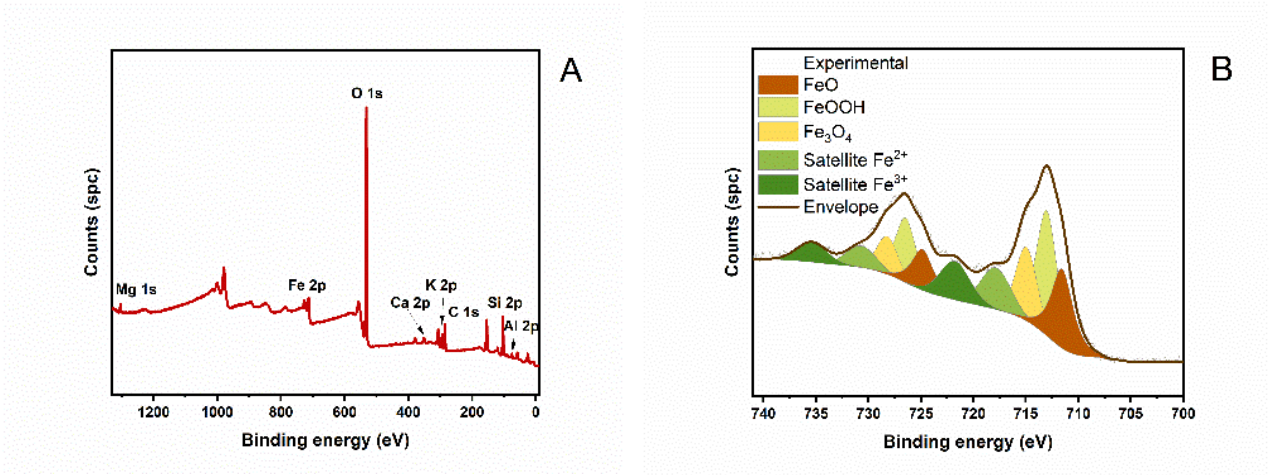


Рис. 4. Спектры РФЭС: общий (A) и высокого разрешения Fe 2p (B).

Формы кривых распределения РЗЭ для исходного глауконитового песка и обогащенного глауконита идентичны, хотя в последнем отмечаются значительно меньшие содержания (рис. 5), что указывает на наличии фаз несущих РЗЭ, не связанных с глауконитом (фосфаты подтвержденные данными СЭМ), однако сам по себе их привнос явно связанно с глауконитом. Сумма РЗЭ в образце Glt-Kird составляет 117,8 г/т, в образце Glt-Kird_r – 68,5 г/т, что указывает на обедненность проб, а также подкрепляет вышеуказанное предположение. Увеличенное содержание ЛРЗЭ по сравнению с ТРЗЭ свидетельствует об морской аутигенной

природе минерала. На это также указывает отрицательная Eu аномалия, однако ее наличие может быть следствие присутствия детрита, который может быть в составе как исходной породы, так и обогащенного образца. Положительная Ce аномалия указывает на восстановительную обстановку в диагенезе. С учетом наличия отрицательной Eu аномалии и содержаний Fe^{2+} и Fe^{3+}, представляется возможным формирование глауконита на редокс-границе с субоксидными условиями (Bansal, 2020).

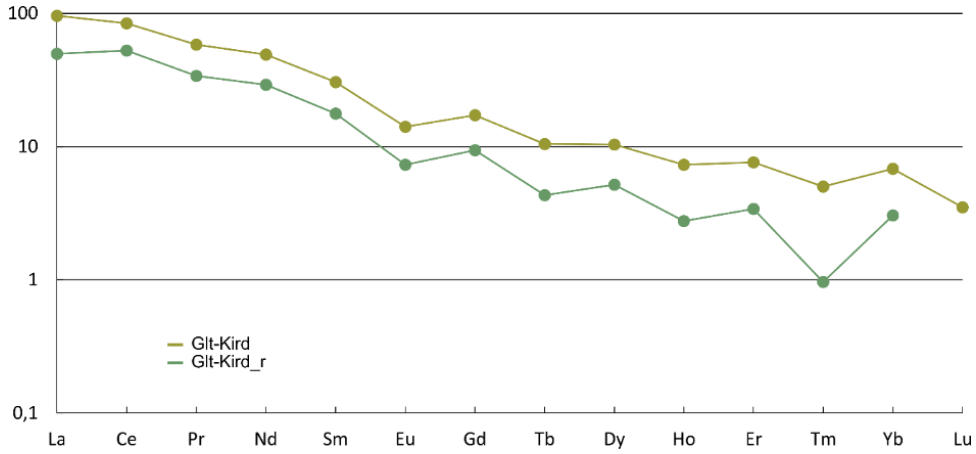


Рис. 5. Кривая распределения редкоземельных элементов, нормированных на хондрит (Sun and McDonough, 1989) в образцах исходного глауконитового песка (Glt-Kird) и обогащенного глауконита (Glt-Kird_r).

Выводы:

1. Глауконит Кирдинского месторождения (Челябинская область) относиться приурочен к Талицкой свите и в зависимости от глубины залегания может входить в состав одной из трех литологических разностей.
2. Кирдинский глауконит характеризуется рядом типичных рефлексов, отвечающих за периодичность кристаллической решетки в районе 10; 5; 3,3; 2,5; 2 Å.
3. Основная часть всего глауконита в породе имеет размеры от 100 до 250 мкм. В составе отмечаются цирконы и фосфаты с РЗЭ, а также сульфиды, размеры частиц которых не превышают 63 мкм.
4. По данным РФЭС анализа содержание Fe^{2+} более чем в два раза меньше, чем Fe^{3+}, что вместе с содержанием K_2O превышающим 7% может указывать на высокую степень зрелости глауконита.
5. Исходя из данных кривой распределения РЗЭ одними из возможных обстановок формирования глауконита является редокс-граница с субоксидными условиями.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда (грант № 22-77-10002-П). Автор выражает благодарность Р.М. Юмангуену (ООО «Глаукос») за предоставленные геологические материалы по Кирдинскому месторождению и образцы глауконита для исследований.

Список литературы

1. Николаева И.В. Минералы группы глауконита в осадочных формациях. Новосибирск: Наука, 1977. 321 С.
2. Amouric M., Parron C. Structure and growth mechanism of glauconite as seen by high-resolution transmission electron microscopy // Clays and Clay Minerals. 1985. V. 33. № 6. P. 473-482. https://doi.org/10.1346/CCMN.1985.0330601
3. Amorosi A. Glaucony and sequence stratigraphy; a conceptual framework of distribution in siliciclastic sequences // Journal of sedimentary research. 1995. V. 65. № 4b. P. 419-425.
4. Amorosi A. Detecting compositional, spatial, and temporal attributes of glaucony: a tool for provenance research // Sedimentary Geology. 1997. V. 109. № 1-2. P. 135-153. https://doi.org/10.1016/S0037-0738(96)00042-5

5. Amorosi A. The occurrence of glaucony in the stratigraphic record: distribution patterns and sequence-stratigraphic significance // Int. Assoc. Sedimentol. Spec. Publ. 2012. V. 45. P. 37-54.
6. Amorosi A., Sammartino I., Tateo F. Evolution patterns of glaucony maturity: a mineralogical and geochemical approach // Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography 2007. V. 54. № 11. P. 1364-1374. https://doi.org/10.1016/j.dsr2.2007.04.006
7. Baldermann A. et al. Impact of green clay authigenesis on element sequestration in marine settings // Nature Communications. 2022. V. 13. № 1. P. 1527. https://doi.org/10.1038/s41467-022-29223-6
8. Bansal U. et al. Unusual seawater composition of the Late Cretaceous Tethys imprinted in glauconite of Narmada basin, central India // Geological Magazine. 2020. V. 157. №. 2. P. 233-247. https://doi.org/10.1017/S0016756819000621
9. Dasi E., Rudmin M., Banerjee S. Glauconite applications in agriculture: A review of recent advances // Applied Clay Science. 2024. V. 253. P. 107368. https://doi.org/10.1016/j.clay.2024.107368
10. Odin G.S., Matter A. De glauconiarum origine. Sedimentology. 1981. V. 28. P. 611–641.
11. Rudmin M. et al. Economic potential of glauconitic rocks in Bakchar deposit (SE Western Siberia) for alternate potash fertilizer // Applied Clay Science. 2017. V. 150. P. 225-233.
12. Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 42. № 1. P. 313–345. DOI: 10.1144/GSL.SP.1989.042.01.19.

Эколого-геохимическая оценка шельфа Карского моря

Храмова А.И.

Национальный исследовательский Томский политехнический университет, aik74@tpu.ru

Введение. Экологическая оценка морской акватории является одним из элементов общего анализа территории с целью планирования хозяйственной деятельности, где одним из критериев является концентрация химических элементов, в частности, тяжелых металлов, как одних из наиболее токсичных для флоры и фауны веществ, где не последнюю роль в объективности оценки играет учет геохимического фона. С точки зрения морской экосистемы, наиболее объективным для отображения эколого-геохимической картины компонентом, за счет наименьшей мобильности и наилучшей способности к депонированию, считаются донные отложения (Ницкая, Антоненко, 2023), где материалом для анализа выступают поровые воды, способные отобразить гео- и гидрохимические особенности территории.

Ключевые слова: Карское море, донные отложения, поровые воды, тяжелые металлы, региональный фон, концентрация вещества.

Цель работы: изучение гидрогеохимических особенностей формирования химического состава донных отложений Карского моря на основании анализа состава поровых вод.

Объект и предмет исследования. Объектом исследования служат образцы донных отложений и полученные из них в лабораторных условиях выжимки поровых вод на различных глубинах, взятые в периоды морских экологических экспедиций 2019-2022 гг. Всего исследуются 34 пробы донных отложений: 28 кернов мощностью до 35 см, 6 – от 70 до 245 см. Предметом исследования являются концентрации 8 тяжелых металлов: хрома (Cr), никеля (Ni), меди (Cu), цинка (Zn), мышьяка (As), титана (Ti), свинца (Pb) и ртути (Hg).

Методы исследования. В данной статье автором использованы математический, графический, аналитический, статистический и картографический методы исследования. Основным геохимическим показателем, применяемым для анализа экологической обстановки, является концентрация загрязняющего вещества (ЗВ), представляющий собой отношение массы ЗВ к объему исследуемой жидкости (флюида). На основании определенных в лабораторных условиях концентраций тяжелых металлов были построены вертикальные профили их распределения с глубиной взятия пробы и проведен их дальнейший анализ.

Территория исследования. Территорией исследования является акватория Карского моря. Значительная часть проб донных отложений отобраны в периферийной части моря, в частности, в устьях впадающих рек: Оби, Енисея, Нижней Таймыры и пр. Около 80-90% всех

образцов приурочены к шельфовой зоне, 10-20% – к глубоководным желобам и прочим депрессиям. Воды моря характеризуются средней соленостью, оцениваемой в 34‰, снижающейся в устьях рек. Основными ЗВ являются нефтепродукты и тяжелые металлы, а также радиоактивные изотопы, обнаруженные не только вблизи архипелага Новая Земля, где в середине XX века проводились ядерные испытания, но и в Обской губе и Енисейском заливе (Rissamen et al,1997; Camara-Mor et al, 2010).



Рис. 1. Карта точек отбора проб донных отложений в пределах Карского моря

Результаты и обсуждение. Выборка тяжелых металлов обусловлена следующим:

- Аналитическое ограничение влияния региональной геохимической обстановки: если высокие концентрации ртути (Hg) можно считать следствием антропогенного влияния, то высокие концентрации ряда металлов Cu, Ni, Zn, Cr, Ti, Pb могут быть также образованы вследствие высокого геохимического фона;
- Анализ концентрации мышьяка, помимо прогнозирования негативного воздействия на биоту моря, также призван проверить тезис о взаимосвязи концентраций металла и радиоактивных изотопов, выдвигаемый в некоторых исследованиях (Smith et al, 2000).

В ходе исследования был учтен факт различных значений концентраций у приведенных тяжелых металлов, где различия могут составлять до 4-5 порядков. Поскольку для выявления зон аккумуляции необходим учет относительных изменений по профилю, для наглядного рассмотрения динамики всех металлов было принято решение об умножении значений на множитель 10^n, где $n \in [-2; 5]$, используемого с целью приведения всех концентраций металлов к одному диапазону значений от 0 до 10. Критерием для идентификации зон аккумуляции металлов в профиле является определение значение амплитуды: так, если оно составляло не менее 300-400% от минимального значения концентрации в профиле, то горизонт, где находится максимальное значение, определяется как зона аккумуляции.

При анализе профилей маломощных (до 35 см) кернов выявлено следующее:

- В 85-90% проб наличие корреляции внутри одной пробы было отмечено, в среднем, у 2-4 металлов из 8. В 10-15% проб корреляция отмечается у большего числа металлов;
- В 70-80% точек отбора проб отмечается корреляция в динамике концентраций отдельных металлов. Примером может служить свинец и хром, а также цинк, в динамике которых отмечается наличие точки резкого роста концентрации;

- В 80-90% проб распределение концентраций металлов по идентичным глубинам носит хаотичный характер. При этом выявлена закономерность: чем меньше мощность исследуемого керна донных отложений, тем больше вероятность хаотичности динамик концентраций среди металлов. В тех точках, где была замечена четкая корреляция концентраций металлов, обнаруженное объясняется геологическим или геоморфологическим фактором.
- В пробах №7200, 7211 и 7212, отобранных в пределах Байдарацкой губы, пик роста концентрации металлов приурочен к поверхностному горизонту (0-5 см). Подобная закономерность объясняется аккумуляцией тяжелых металлов в бентосных организмах и в органических остатках, переносимых, в частности, реками с последующим накоплением в нижнем течении. Гибель микроорганизмов, накопивших в своем теле тяжелые металлы, приводит к их переносу на дно и биогенной аккумуляции в поверхностном слое осадков. (Ницкая, Антоненко, 2023; Папина, 2001; Astakhov et al, 2013).

В качестве возможных объяснений сложившейся ситуации можно привести следующее:

1) Смешанный характер донных отложений. Верхние слои донных отложений шельфа (до 80% проб) характеризуются смешанным гранулометрическим составом, без сформированных однородных прослоек глинистых частиц, которые послужили бы геохимическим барьером при вертикальной миграции ионов тяжелых металлов через поровые воды. Исключением могут служить образцы, взятые в депрессиях или глубоководных желобах, как, например, проба №7222 (рис. 2), где четко прослеживаются зоны аккумуляции;

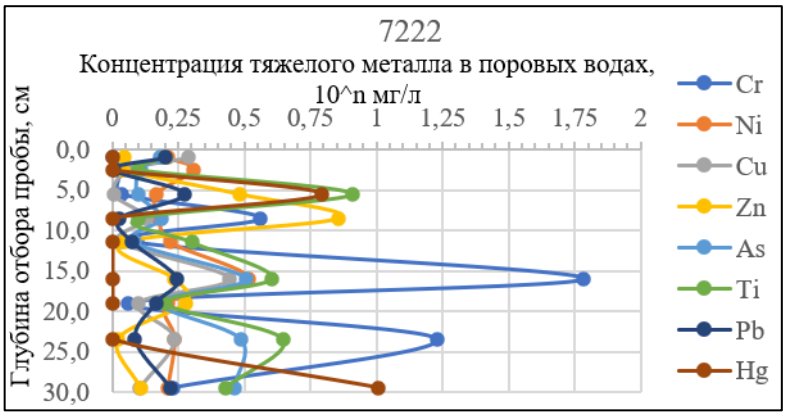


Рис. 2. Профили концентраций тяжелых металлов в поровых водах в точке №7222

2) Турбулентное движение придонных вод. Верхние слой отложений в шельфовой зоне подвержены турбулентным придонным морским течениям, которые смешивают фракции и препятствуют стабильному отложению глин. В депрессиях и желобах, где скорость и действие этих течений сведены к минимуму, а гравитационные силы обеспечивают приток глинистых частиц, наблюдается формирование зон аккумуляции. Это наблюдается в пробах №7222, 7249, 7250, 7252, 7253, где прослеживаются пики концентраций свинца и хрома.

Далее рассмотрим закономерности распределения тяжелых металлов в донных отложениях устьев рек. Поскольку воды и отложения рек являются одними из основных источников поступления в моря поллютантов, можно предварительно выдвинуть гипотезу о высокой концентрации тяжелых металлов в устьях. Здесь возьмем для анализа пробы отложений, взятых в пределах Обской губы (№ 6932, 6934, 6935 и 7198) и Енисейского залива (№7533, 7534 и 7535). В ходе анализа установлено следующее:

- В верхнем слое отложений устьев рек отмечается резкий рост концентраций металлов, являющихся агентами антропогенного воздействия. Примером служит наличие зон аккумуляции ртути, зафиксированных в пробах №6932, 6934 и 6935;

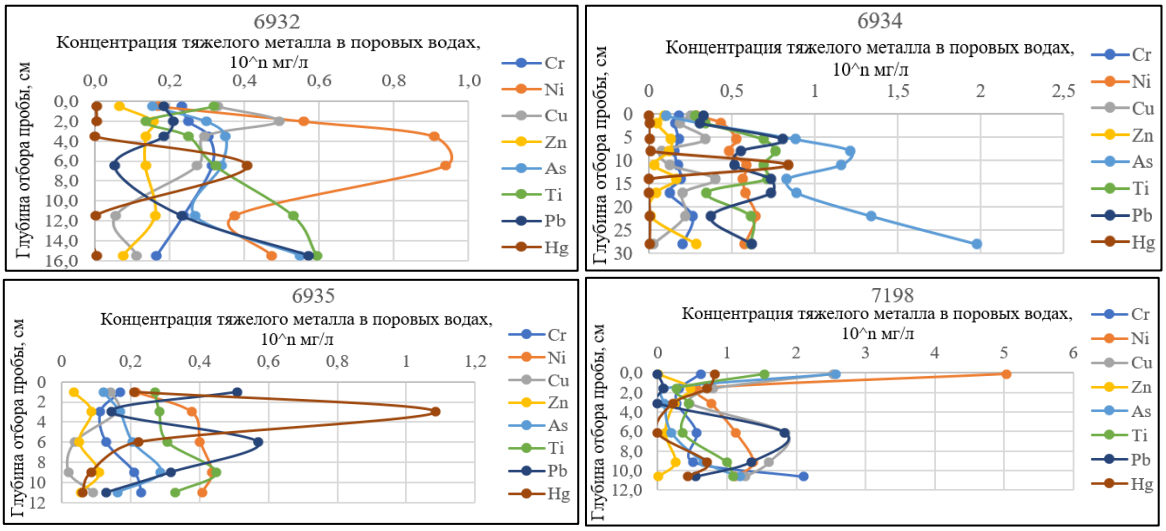


Рис. 3. Вертикальные профили концентраций металлов в пробах в пределах Обской губы

- В пробах, расположенных выше всех по течению, отмечается более хаотичное распределение концентраций металлов, чем в тех, что лежат ниже (примером служат пробы №7198, 7534 и 7535). Причиной этому может служить турбулентное движение придонных вод в течении реки, что не позволяет аккумулировать тяжелые металлы;
- В пробах, расположенных в месте смешения речных и морских вод (например, в пробе №7198), наблюдаются максимальные пики роста концентраций металлов. Данное наблюдение подтверждает тезисы об усилении способности ряда металлов (например, Hg) при повышении pH к адсорбции на взвешенных частицах и последующей аккумуляции на окраинах конуса выноса речных отложений (Папина, 2001);Обнаружены горизонты с резким ростом концентрации As, при этом в пробах, отобранных вблизи архипелага Новая Земля, подобных пиков обнаружено не было. В совокупности, это подтверждает тезис о прямой корреляции концентраций радиоактивных изотопов и мышьяка: поскольку высокие концентрации данных изотопов были зафиксированы рядом исследователей в устьях этих двух рек, в то время как вблизи Новой Земли исследователями отмечено снижение концентрации радиоактивных изотопов (Rissamen et al., 2001), подобные различия в присутствии мышьяка объяснимы.

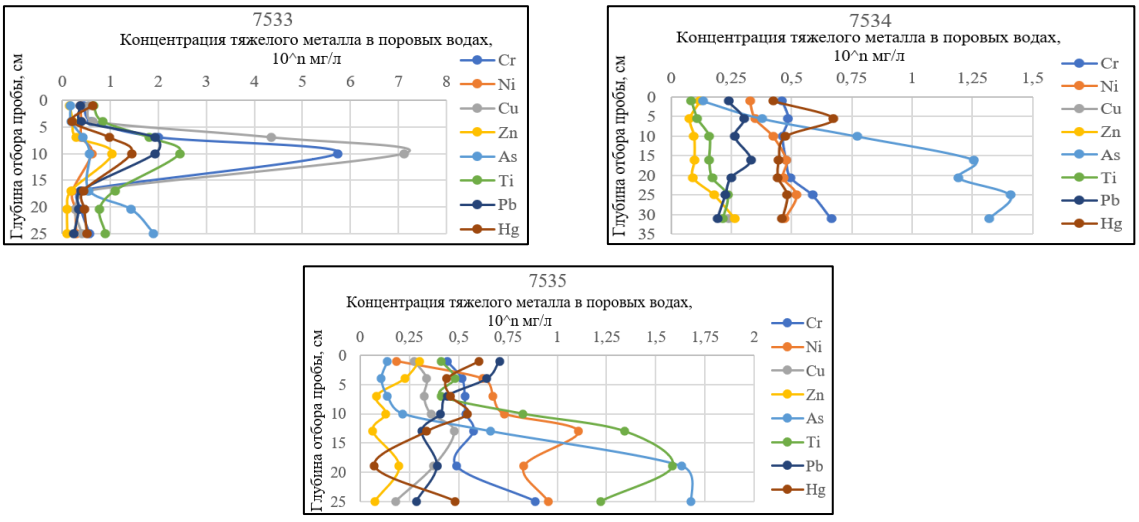


Рис. 4. Вертикальные профили концентраций металлов в пробах в пределах Енисейского залива

Далее проведено исследование в пробах с большой мощностью керна (до 245 см). Помимо прослеживающейся более четкой динамики по распределению концентраций

металлов, в ходе анализа были выявлены следующие горизонты, в пределах которых были обнаружены повышенные концентрации тяжелых металлов: 0-20 см (в некоторых случаях – до 35 см), 45-60 см (до 65 см), 70-90 см, 110-130 см, 155-165 см. Первый горизонт связан с биогенным накоплением металлов, следующие два горизонта – с гранулометрическим составом отложений и деятельностью поровых растворов, последние два горизонта – отражают те металлы, по которым в акватории высокий геологический фон (Ti, Zn, Cr, Cu).

Заключение. Исходя из концентраций тяжелых металлов в донных отложениях и их распределения в акватории Карского моря, можно сделать следующие выводы:

- Выявлены почти повсеместные повышенные концентрации свинца, хрома и цинка, что связано с повышенным геохимическим фоном по данным металлам;
- Аккумуляция тяжелых металлов в поверхностном слое донных отложений, мощностью 15-35 см, носит несистемный характер, что вызвано как смешанным характером донных отложений, так и турбулентным движением придонных морских вод;
- Формирование зон аккумуляции металлов в отложениях возможно либо в пределах замкнутых депрессий, где при гравитационном переносе производится отложение глинистой фракции и формирование геохимического барьера, либо на границе конуса выноса устья реки;
- Одним из главных факторов аккумуляции тяжелых металлов служит изменение pH морской среды, которое прослеживается в местах смешения речных и морских вод;
- Также фактором аккумуляции металлов является их биогенное накопление в организмах и органических остатках и их последующее (посмертное) оседание на дне.

Приведенные выводы указывают на значительное влияние гидрогеохимических параметров при распределении концентраций тяжелых металлов в акватории, учет которых позволяет объективно оценить экологическое состояние территории и спрогнозировать будущие аномалия тяжелых металлов.

Список литературы:

1. Ницкая С.Г., Антоненко И.В. Микроэлементный состав донных отложений водных объектов в условиях городской застройки // Вестник ЮУрГУ. Серия «Химия». 2023. Т. 15. № 1. С. 149–158.
2. Папина Т.С. Транспорт и особенности распределения тяжелых металлов в ряду: вода – взвешенное вещество – донные отложения речных экосистем: аналит. обзор. Новосибирск, 2001. 58 с.
3. Astakhov A.S., Gusev E.A., Kolesnik A.N., Shakirov R.B. Conditions of the accumulation of organic matter and metals in the bottom sediments of the Chukchi Sea / // Russian Geology and Geophysics. 2013. №54. P. 1056-1070.
4. Camara-Mor P., Masque P., Garcia-Orellana J. et al. Arctic Ocean sea ice drift origin derived from artificial radionuclides // Science of the Total Environment 408. 2010. P. 3349-3358.
5. Rissanen K., Ikaheimonen T.K., Matishov D. et al. Radioactivity contamination of the Russian Arctic Seas. Radioprotection // Collo ques.1997. P. 68-80.
6. Smith J.N., Ellis K.M., Polyak L. et al. Pu transport into the Arctic Ocean from underwater nuclear tests in Chernaya Bay, Novaya Zemlya // Continental Shelf Research 20. 2000. №20. P. 255-279.

Вариограммный анализ магнитных, гравитационных аномалий и рельефа дна на сегменте хребта Карлсберг с целью исследования его строения и структуры

Цыбаков И.С., Меркурьев С.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, tsybakov03@gmail.com

Введение. Вариограммный анализ – один из ключевых инструментов геостатистики, позволяющий количественно описать пространственную структуру геофизических полей и других природных явлений (Губерман, 1987; Демьянов, Савельева, 2010). В отличие от классических статистических методов, вариограмма учитывает пространственное

расположение наблюдений и характеризует степень схожести значений поля в зависимости от расстояния и направления между точками измерений (Barnes, 2002).

Работа посвящена вариограммному анализу трех геофизических полей в районе Индийского океана: аномалий силы тяжести, аномалий магнитного поля и батиметрии (рельефа дна). Район приурочен к активной зоне спрединга – хребту Карсберг, – что обусловливает характерную пространственную структуру наблюдаемых полей. Целью работы являлось выявление пространственных закономерностей и анизотропии каждого поля методом вариограммного анализа в пакете Surfer (Golden Software) с использованием руководства Variogram Tutorial (Barnes, 2002). Задачи работы: построить карты полей по исходным грид-данным; вычислить экспериментальные вариограммы; подобрать теоретические модели; проанализировать пространственную анизотропию полей.

Данные и методика. Исходные данные представлены тремя регулярными гридами (формат Surfer 7) с пространственным разрешением 0.05° и размером 61*61 узел, охватывающими район 60°-63° в.д., 4.5°-7.5° с.ш. вблизи хребта Карлсберг. Вариограмма $\gamma(\Delta x,\Delta y)$ является количественной характеристикой пространственной структуры поля Z(x,y) и определяется как:

$$\gamma(\Delta x, \Delta y) = \frac{1}{2}\varepsilon[\{Z(x+\Delta x, y+\Delta y) - Z(x,y)\}^2],$$

Экспериментальная вариограмма вычислялась для омни-директивного направления (Tolerance 90°), а также для шести направлений (Tolerance 30°, шаг 30°) с целью анализа анизотропии. Подбор теоретических моделей (линейной, сферической) и оценка их параметров – силла, радиуса корреляции (Range), нагет-эффекта, коэффициента и угла анизотропии – выполнены функцией AutoFit пакета Surfer.

Результаты. Гравитационное поле (диапазон аномалий от -1700 до -4700 мГал) характеризуется хаотичным изометричным распределением локальных максимумов и минимумов без выраженной линейной структуры. Его омни-директивная вариограмма монотонно возрастает без выхода на плато в пределах диапазона лагов 0-1.4°, что соответствует линейной модели с нагет-эффектом (Slope≈144700, нагет≈79970). Анализ направленных вариограмм выявил геометрическую анизотропию с коэффициентом 1.593 при угле 132.9°: максимальная изменчивость наблюдается в направлении 30°, поперек структур хребта, минимальная – в направлении 120°.

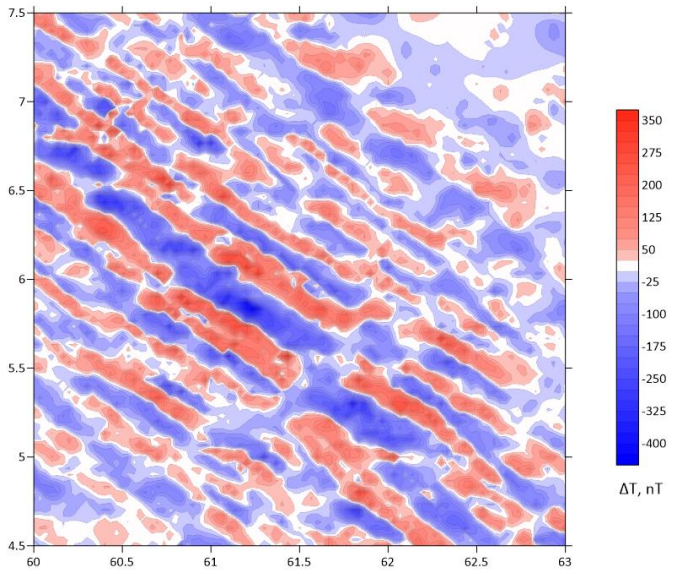


Рис. 1. Карта аномалий магнитного поля (ΔT) исследуемого района Индийского океана (60°-63° в.д., 4.5°-7.5° с.ш.). Хорошо выражены линейные полосовые аномалии северо-западного простирания. Единицы измерения – нТл.

Магнитное поле (аномалии ΔT от -400 до +350 нТл, рис. 1) отличается четко выраженными линейными полосовыми аномалиями северо-западного простирания (~130-145°), обусловленными чередованием пород с прямой и обратной намагниченностью в зоне спрединга. Омни-директивная вариограмма (рис. 2) хорошо описывается сферической моделью: силл≈6500 нТл², радиус корреляции Range(A)=0.3° (~33 км), что сопоставимо с шириной отдельных полосовых аномалий. Коэффициент анизотропии составил 2.0 при угле 141.4°: минимальная изменчивость выявлена вдоль простирания полос (150°), максимальная – вкрест простирания (60°), где кривая превышает уровень силла на малых лагах.

Батиметрия (глубины от -1900 до -4600 м) по форме вариограммы аналогична гравитационному полю: линейная модель с нагет-эффектом (Slope≈129700, нагет≈44770). Анализ анизотропии выявил наиболее выраженную из трех полей анизотропию – коэффициент 2.0 при угле 136.3°, с максимальной изменчивостью в направлении 30° (~325000 м² при лаге 1.4°) и пониженной – в направлении 150° (~175000 м²).

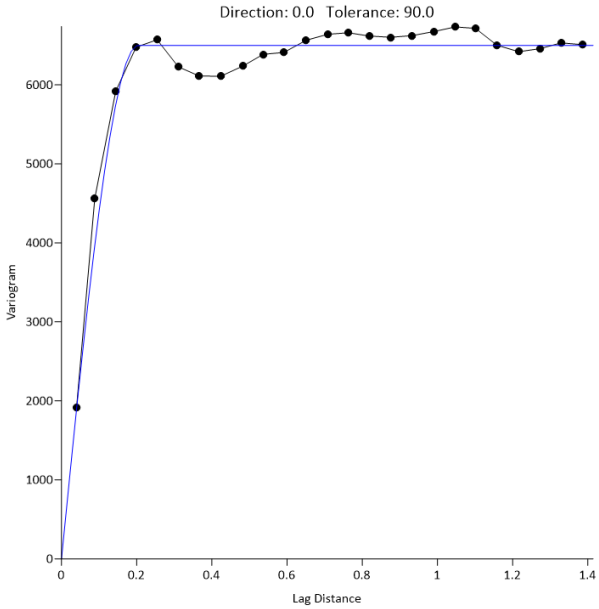


Рис. 2. Омни-директивная экспериментальная вариограмма (черные точки) и подобранная сферическая модель (синяя линия) аномалий магнитного поля. Partial sill=6500, Range=0.3°. Направление: 0.0°, допуск: 90.0°.

Сравнительный анализ. Сравнительный анализ (табл. 1) показывает, что магнитное поле, в отличие от гравитационного поля и батиметрии, описывается сферической моделью с четким радиусом корреляции, отражающим масштаб полосовых аномалий. Гравитационное поле и батиметрия описываются линейными моделями, не достигающими плато, что указывает на сохранение пространственной корреляции этих полей на масштабах, превышающих размер изученного района. Углы анизотропии всех трех полей близки (133°-141°), что свидетельствует об их единой тектонической природе – структурах зоны спрединга северо-западного простирания. Сходство пространственной структуры силы тяжести и батиметрии (линейные модели, близкие углы анизотропии) согласуется с тем, что топография дна является основным источником гравитационных аномалий в океане; принципиальное отличие магнитного поля отражает иную природу его источников – чередование намагниченных блоков коры в зоне спрединга.

Таблица 1. Параметры теоретических моделей вариограмм гравитационного, магнитного полей и батиметрии

Поле	Модель	Slope / Sill	Range (A)	Ratio	Angle
Гравиметрия	Linear + Nugget	144700 / –	–	1.593	132.9°
Магнитометрия	Spherical	– / 6500 нТл²	0.3°	2.0	141.4°
Батиметрия	Linear + Nugget	129700 / –	–	2.0	136.3°

Заключение. Выполненный вариограммный анализ трех геофизических полей района хребта Карлсберга Индийского океана (60°-63° в.д., 4.5°-7.5° с.ш.) позволяет сделать следующие выводы:

1) магнитное поле описывается сферической моделью вариограммы с радиусом корреляции ~0.3° (~33 км), соответствующим характерному масштабу линейных полосовых аномалий зоны спрединга;

2) гравитационное поле и батиметрия описываются линейными моделями с нагет-эффектом, что указывает на сохранение пространственной корреляции на масштабах, превышающих размер исследуемого района;

3) все три поля обнаруживают геометрическую анизотропию с углами 133°-141°, отражающую северо-западное простирание структур зоны спрединга Центрально-Индийского хребта;

4) сходство пространственной структуры гравитационного поля и батиметрии и их принципиальное отличие от магнитного поля согласуются с различной физической природой источников этих полей (Худсон, 1970).

Полученные результаты могут быть использованы для оптимизации интерполяции данных методом кригинга (Barnes, 2002; Демьянов, Савельева, 2010), а также для дальнейшего геологического анализа строения коры исследуемого района.

Список литературы

1. Губерман Ш.А. Неформальный анализ данных в геологии и геофизике. М.: Недра, 1987. 261 с.
2. Демьянов В.В., Савельева Е.А. Геостатистика: теория и практика / под ред. Р.В. Арутюняна; Ин-т проблем безопасного развития атомной энергетики РАН. М.: Наука, 2010. 327 с.
3. Ковалевский Е.В. Геологическое моделирование на основе геостатистики. Курс лекций. EAGE, 2012. 117 с.
4. Худсон Д. Статистика для физиков. Лекции по теории вероятностей и элементарной статистике. 2-е доп. изд. Пер. с англ. М.: Мир, 1970. 86 с.
5. Barnes R. Variogram Tutorial. Golden Software, Inc., 2002. 23 p.
6. Trauth M.H. MATLAB® Recipes for Earth Sciences. 3rd ed. Springer Heidelberg Dordrecht London New York, 2010. 349 p.

Петрография и геохимия высококалиевого трахибазальта и низкокалиевого лейкогранита острова Аскольд (Залив Петра Великого, Японское море)

Чернов Д.Д.

Дальневосточный федеральный университет, Владивосток, awerto_torres@mail.ru

Введение. Остров Аскольд (залив Петра Великого, Японское море) известен золоторудным месторождением, ассоциированным с позднемеловыми гранитами (Леликов, 2013). В ходе полевых работ 2024 г. на северо-восточном берегу обнаружено уникальное обнажение, где наблюдается резкий контакт между двумя контрастными породами: мелкозернистым калиевым трахибазальтом (шонкинит) и крупнозернистым низкокалиевым лейкогранитом. Ранее нами были рассмотрены общие особенности гранитоидов острова (Чернов и др., 2025). Цель работы – на основе петрогеохимических и микроструктурных данных реконструировать последовательность образований.

Материалы и методы. Изучены два образца: ОА-12.1 (шонкинит) и ОА-12.2 (лейкогранит). Проведен петрографический анализ шлифов, определен валовый химический состав (силикатный анализ, ICP-MS), рассчитан CIPW-нормативный состав. Микроструктуры изучались в поляризационном микроскопе. Для лейкогранита выполнена оценка P-T условий деформации по микроструктурным индикаторам.

Результаты. Шонкинит (ОА-12.1) имеет состав: SiO_2 = 49.69 мас.%, K_2O/Na_2O = 0.53, Cr = 240 ppm, Ni = 90 ppm, Eu/Eu* ≈ 1.02 (положительная аномалия). Это высококалиевая

известково-щелочная порода, переходная к шошонитовой. Минеральный состав (CIPW): плагиоклаз $An_{5\ 0}$ (лабрадор), клинопироксен, амфибол, биотит, магнетит, апатит; структура кумулятивная, недеформированная. Лейкогранит (ОА-12.2) резко отличается: SiO_2 = 75.64 мас.%, K_2O/Na_2O = 0.13, Eu/Eu* ≈ 0.79, что соответствует низкокалиевой толеитовой серии, классифицируется как М-тип (океанический плагиогранит). CIPW-норма показывает альбит An_9 , кварц (31.24%), очень мало ортоклаза. Микроструктуры лейкогранита указывают на признаки деформации: волнистое погасание кварца, изогнутые двойники альбита, соссюритизация, эпидот – позволяет предположить деятельность динамометаморфизма при 300–400 °C. В зоне контакта шонкинита и лейкогранита наблюдаются игольчатые кристаллы клинопироксена, врастающие в последний, соответственно, резорбция плагиоклаза шонкинита, гибридные инъекции в трещинах – признаки магматического смешения (mingling) без закалки. В трещинах обнаружены халькопирит и сфалерит.

Таблица 1. Химический состав (нормализован на 100% без п.п.п.)

Компонент	ОА-12.1	ОА-12.2
SiO_2	49.69	75.64
TiO_2	1.85	0.13
Al_2O_3	17.08	13.84
FeO	10.69	1.02
MnO	0.16	0.02
MgO	5.85	0.07
CaO	7.03	1.26
Na_2O	3.38	6.63
K_2O	1.78	0.86
P_2O_5	0.53	0.01
Cr (ppm)	240	–
Ni (ppm)	90	–
Eu/Eu*	~1.02	~0.79

Обсуждение. Контрастный состав обеих пород исключает их образование из единого источника. Шонкинит, вероятно, образовался из обогащенной мантии (высокие Cr, Ni, K), а лейкогранит – из корового или смешанного источника с последующей фракционной кристаллизацией. Однако ключевой результат – тектонические взаимоотношения: лейкогранит уже был деформирован и метасоматически изменен (зеленосланцевая фация) до внедрения шонкинита, поскольку сам шонкинит не подвержен изменениям. Это может означать, что гранит значительно древнее шонкинита, что противоречит геологической карте (Государственная геологическая карта, 2011), где граниты датируются верхним мелом (~77 млн лет), а основные породы – палеозоем. Налицо возрастной парадокс: шонкинит моложе гранита, следовательно, возраст гранита должен быть пересмотрен в сторону более древнего, либо шонкинит имеет меловой возраст, но тогда его внедрение происходило после деформации гранита. Для окончательного решения необходимы U-Pb датировки циркона из гранита и Ar-Ar датировки шонкинита. Кроме того, температурный интервал гидротермальной проработки (250–400°C) и наличие сульфидов совпадают с условиями формирования Аскольдовского золоторудного месторождения (Ставрова и др., 2020), что делает шонкинит потенциальным тепловым и рудогенерирующим агентом. Высококалиевые известково-щелочные и шошонитовые магмы широко известны как индикаторы золотого и медно-золотого оруденения (Morrison, 1980; Müller и Groves, 1993). Северо-восточный берег рекомендуется как перспективный участок для поисков скрытого оруденения.

Заключение. Установлена контрастная петрогеохимическая пара: высококалиевый шонкинит (ОА-12.1) и низкокалиевый лейкогранит М-типа (ОА-12.2). Лейкогранит претерпел динамометаморфизм и гидротермальные изменения до внедрения шонкинита. В зоне контакта зафиксировано магматическое смешение (иглы Cpx, резорбция плагиоклаза) без закалки. Выявлен возрастной парадокс, требующий новых геохронологических данных.

Список литературы

1. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:1 000 000 (третье поколение). Сер. Дальневосточная. Лист К-52, 53. Владивосток; СПб.: Картогр. фабрика ВСЕГЕИ, 2011. 332 с.
2. Леликов Е.П. Остров Аскольд: геологическое строение и золотоносность // Вестник ДВО РАН. 2013. № 6. С. 198–204.
3. Ставрова О.О., Прокофьев В.Ю., Мохов А.В., Бортников Н.С. Месторождение золота Аскольд (остров Аскольд, Приморье, Россия): физико-химические параметры и состав рудообразующих флюидов // Геология рудных месторождений. 2020. Т. 62. № 3. С. 272–277.
4. Чернов Д.Д., Якимов Т.С., Вороных В.О., Буртнык Д.Д. Особенности гранитоидов острова Аскольд (залив Петра Великого, Японское море) // Океанологические исследования: XI Всероссийская конференция молодых ученых... Владивосток: ТОИ ДВО РАН, 2025 (в печати).
5. Morrison G.W. Characteristics and tectonic setting of the shoshonite rock association // Lithos. 1980. Vol. 13. No. 1. P. 97–108.
6. Müller D., Groves D.I. Direct and indirect associations between potassic igneous rocks, shoshonites and gold-copper deposits // Ore Geology Reviews. 1993. Vol. 8. No. 5. P. 383–406.

«Минерал-хозяин» и «минерал-включение»: количественная оценка встречаемости минеральных пар в габброидах интрузии Кааламо Северного Приладожья

Черноусова Л.А.[1], Балтыбаев Ш.К.[1,2]

[1]Санкт-Петербургский государственный университет, Институт Наук о Земле, lubakittycat@yandex.ru
[2]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН

В породах массива Кааламо количественно оценена встречаемость различных минералов в виде включений. Массив Кааламо – самая крупная интрузия габброидов на границе Свекофеннского подвижного пояса и Карельского кратона. Габброиды секут архейские гранито-гнейсы и раннепротерозойские метавулканиты и метакарбонаты сортавальской серии и метатурбидиты ладожской серии (Ладожская…, 2020).

В массиве Кааламо выделяют три фазы внедрения: 1-я фаза – оливиновые клинопироксениты, плагиопироксениты и различные габбро; 2 фаза – габбронориты, габбро, меланодиориты; 3 фаза – диориты, кварцевые диориты, гранодиориты, тоналиты, плагиограниты. С породами ранних фаз внедрения связано непромышленное медно-никелевое оруденение, а также минералы платиновой группы (Ладожская…, 2020). Все породы массива подверглись региональному метаморфизму с PT-условиями 600-620°C и 4 кбар (Балтыбаев и др., 2000).

Породы 1-й фазы внедрения имеют бластогипидоморфозернистую структуру, местами петельчатую. Основу оливиновых клинопироксенитов и составляют магматические минералы: оливин (до 25 %, здесь и далее объемных), пироксены: орто- и клинопироксен либо только клинопироксен (ок. 40 %), роговая обманка (ок. 35 %). В меньших количествах присутствуют биотит и магнетит. Метаморфизованные габбро имеют порфиробластовую структуру и сложены крупными кристаллами роговой обманки (размером до 1–2 см, 20–40 %), а промежутки между ними заполнены либо агрегатами более мелкозернистой роговой обманки, плагиоклаза и клинопироксена, либо роговой обманки с плагиоклазом, либо одной только мелкой роговой обманкой. Предполагается (Анисимов и др., 2026), что данные породы полностью перекристаллизованы и только клинопироксен сохранил магматическое происхождение. Анортитовое метагаббро имеет бластогабброфитовую структуру, текстура породы директивная, что связано с ориентировкой кристаллов плагиоклаза, а иногда и амфибола. Состав породы: плагиоклаз (45–55 %), роговая обманка (40–50 %), ильменит (до 5 %); также в незначительных объемах присутствуют биотит, хлорит, клиноцоизит, апатит. Плагиоклазы по

составу отвечают битовниту – лабрадору, вероятно, имеют магматическую природу, тогда как роговые обманки — метаморфическую.

Породы 2-й фазы имеют бластогабброофитовую структуру с элементами пойкилитовой. Порода состоит из плагиоклаза (50–70 %), ортопироксена (до 20 %), клинопироксена (0–5 %), бурой роговой обманки (до 30 %), биотита (до 10 %), магнетита (до 3 %), предполагается, что у этих минералов магматическая природа (Анисимов и др., 2026).

Породы 3-й фазы внедрения имеют бластогипидиоморфнозернистую структуру. В состав пород входят: плагиоклаз (55–60 %), кварц (15–30 %), биотит (10–15 %), роговая обманка (3–15 %). Второстепенные и акцессорные минералы — калиевый полевой шпат, циркон, апатит, эпидот.

Всего в породах выявлено 13 видов "**минералов-хозяев**" (содержащих твердофазовые включения) и 16 **«минералов-включений»** (табл. 1).

Среди минеральных пар 2 минерала (мусковит и тальк) встречаются только в виде «хозяина», а 6 минералов (апатит, хромит, ильменит, калиевый полевой шпат, оливин, титанит) встречаются только в виде «включения». Остальные 10 минералов присутствуют в двух ролях: из них 5 минералов (биотит, кальцит, клинопироксен, эпидот, магнетит) чаще выступают «включениями», а 5 (актинолит, хлорит, роговая обманка, ортопироксен, плагиоклаз) чаще являются «хозяевами». Пропорции минералов в первой (хозяин) и второй (включение) роли иллюстрируют круговые диаграммы на рис. 1.

Таблица 1. Частота встреч минеральных пар в габброидах интрузии Кааламо.

Минерал-хозяин	**Встречаемость, шт.**	**Минерал-включение**	**Встречаемость, шт.**
Актинолит	29	Актинолит	1
Биотит	4	Апатит	4
Кальцит	1	Биотит	10
Хлорит	3	Кальцит	2
Клинопироксен	13	Хлорит	1
Эпидот	1	Хромит	1
Роговая обманка	130	Клинопироксен	39
Магнетит	1	Эпидот	7
Мусковит	2	Роговая обманка	1
Ортопироксен	25	Ильменит	4
Плагиоклаз	49	Калиевый пш	8
Тальк	3	Магнетит	5
		Оливин	23
		Ортопироксен	3
		Плагиоклаз	22
		Титанит	2

Проведенный анализ позволяет предположить, что водосодержащие минералы чаще будут «хозяевами». Такой вывод можно связать с тем, что водосодержащие минералы, как правило, должны обрастать более ранние безводные (магматические). Данная работа создает основу для дальнейшего исследования, в частности – для поиска закономерностей в изменении химических составов минералов, занимающих позицию «хозяина» и/или «включения». Такой анализ предполагается провести в будущем.

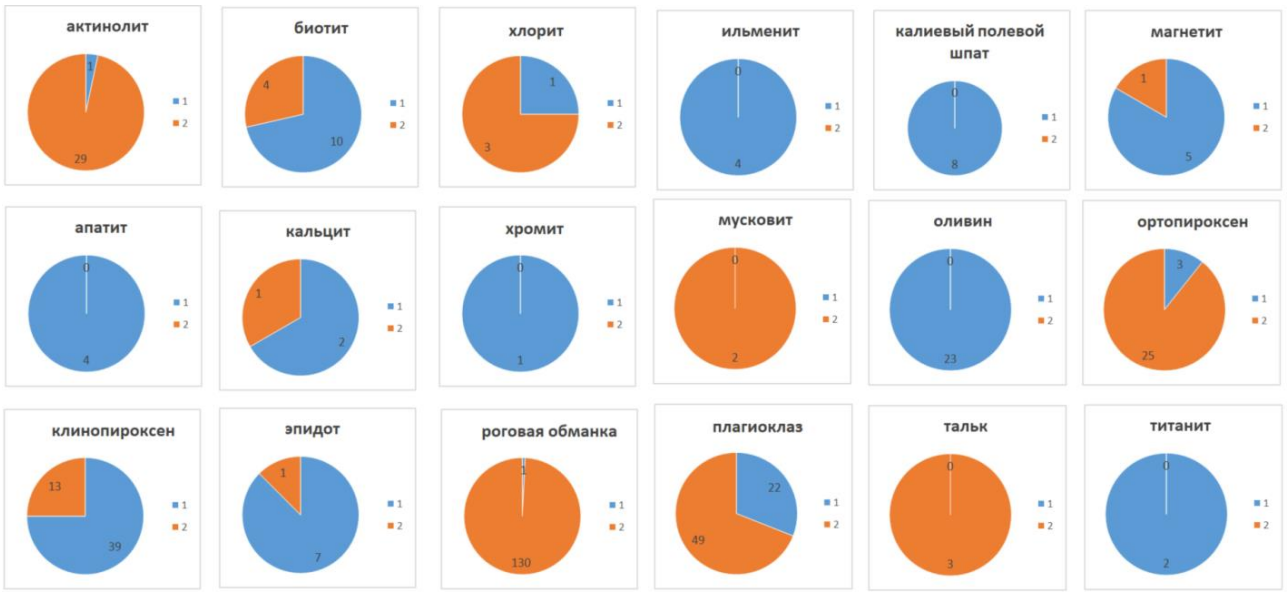


Рис. 1. Диаграммы, показывающие процентное соотношение минерала-хозяина и минералов-включений в породах интрузии Кааламо Северного Приладожья.

Таблица 2. Количественно-генетическое распределение минералов в габброидах интрузии Кааламо.

Магматические	**Метаморфические**	**Магматические и метаморфические**
Хромит (1/0)*	Актинолит (1/29)	Плагиоклаз (22/49)
Апатит (4/0)	Тальк (0/3)	Магнетит (5/1)
Ильменит (4/0)	Хлорит (1/3)	Роговая обманка (1/130)
Ортопироксен (3/25)	Кальцит (2/1)	Биотит (10/1)
Оливин (23/0)	Мусковит (0/2)	
Калиевый полевой шпат (8/0)	Эпидот (7/1)	
Клинопироксен (39/13)		
Титанит (2/0)		

Примечание. * числа в скобках: первое показывает частоту встреч минерала в виде «включения», второе – в виде «хозяина».

Список литературы

1. Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Арискин А.А., Петракова М.Е., Богомолов Е.С. (2025) Реконструкция характеристик исходного расплава многофазной клинопироксенит-габбронорит-диоритовой интрузии Кааламо (Северное Приладожье, Южная Карелия) // Геохимия, 70(3), 189-213.
2. Анисимов Р.Л., Балтыбаев Ш.К., Галанкина О.Л., Доливо-Добровольский Д.В. (2026) Природа амфиболов в породах клинопироксенит-габбронорит-диоритового кааламского комплекса (Северное Приладожье). Литосфера, 26(3), 716-744.
3. Ладожская протерозойская структура(геология,глубинное строение и минерагенич)/ ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2020, 435 с.

Особенности экологической ситуации в зоне воздействия Кандалакшского алюминиевого завода

Шпанько В.И., Гашкина Н.А., Баранов Д.Ю.

Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, г. Москва, Россия, shpanko@geokhi.ru

Введение. Здоровье человека подвержено воздействию разнообразных экологических факторов. Особую опасность представляют регионы с развитой горнодобывающей и промышленной деятельностью, поскольку их производственные процессы способствуют мобилизации вредных для живых организмов веществ, которые загрязняют почву, водные ресурсы, атмосферу и продукты питания. К таким районам относится территория воздействия Кандалакшского алюминиевого завода (КАЗ), единственного в мире алюминиевого предприятия за Полярным кругом. Данная местность богата малыми озерами, водный баланс которых , в основном, поддерживается за счет атмосферных осадков (Моисеенко, Базова, 2026). Такие озера являются хорошими индикаторами, отражающими динамику атмосферных процессов.

Производство алюминия представляет собой значительную экологическую угрозу из-за негативного воздействия на природные экосистемы, так как в составе аэрогенных выбросов содержится большое количество загрязняющих веществ. В 2005 году на КАЗе была установлена система сухой газоочистки, что привело к значительному снижению выбросов фтористого водорода, нерастворимых фторидов, смолистых веществ, полициклических ароматических углеводородов (ПАУ) и неорганической пыли (Евдокимова, Мозгова, 2015). Модернизация завода стала важным шагом в охране окружающей среды.

Целью данной работы являлась оценка влияния выбросов КАЗа на прилегающие ландшафты после модернизации производства.

Объекты и методы. КАЗ расположен на Кольском полуострове в Кандалакшском районе Мурманской области в пределах таежной зоны, где зима длится 6-7 мес. Почвы представлены Al-Fe-гумусовыми подзолами на моренных сильнозавалуненных песчаных отложениях, характеризуются повышенной кислотностью и бедностью основаниями.

Для получения алюминия на КАЗе применяется технология самообжигающихся анодов Содерберга. Производительность в среднем составляет 65 тыс. т алюминия в год. В планах завода увеличить объемы производства до 76 тыс. т алюминия в год. После модернизации в 2005 г. значительно сократился объем выбросов загрязняющих веществ. Так, в 2004 г. их количество составило 21,9 тыс. т, а в 2006 г. сократилось до 10,5 тыс. т. Выбросы особо токсичных соединений фтора уменьшились на 99%.

С 2000 по 2009 гг. для выявления гидрохимических изменений до и после модернизации КАЗа на разных расстояниях и направлениях от загрязнителя были обследованы 7 малых озер (рис. 1), площадь водного зеркала которых варьировала от 0,04 до 11,2 км^2. Изученные озера не подвержены прямому воздействию антропогенной деятельности.

Пробы воды отбирали в полиэтиленовые бутыли объемом 500 мл и отправляли для дальнейших анализов в лаборатории Института проблем промышленной экологии Севера КНЦ РАН (ИППЭС КНЦ РАН). Образцы фильтровались через мембранный фильтр с диаметром пор 0,45 мкм. Аналитические работы включали в себя определение водородного показателя (pH) потенциометрическим методом, общей концентрации алюминия ($Al_{общ}$) методом атомно-абсорбционной спектрометрии с электротермической атомизацией (GFAAS, model Perkin-Elmer - 5000, Corp., Norwalk, USA), используя атомизатор HGA-400 и цветности – фотометрическим методом. Термодинамический расчет растворенных форм нахождения алюминия в оз. 112 выполнен с использованием программы Visual-MINTEQ, версия 3.1. Также был проведен анализ литературных данных, направленный на изучение воздействия выбросов КАЗа на окружающую среду до и после модернизации производства.

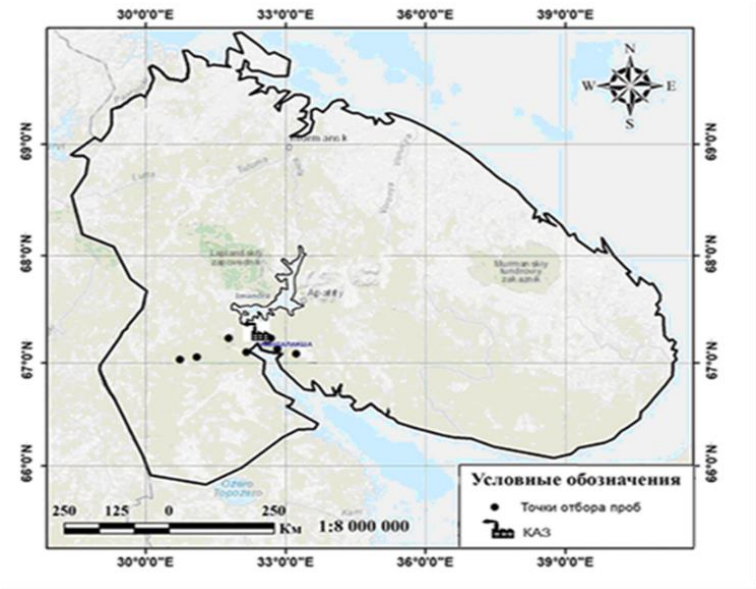


Рис. 1. Карта расположения точек отбора проб воды малых озер в зоне влияния выбросов КАЗа

Результаты и обсуждение. До модернизации КАЗа приоритетными загрязняющими веществами в выбросах являлись соединения Al и F. При этом эмиссия соединений алюминия осуществлялась в гораздо больших количествах, чем соединений фтора. Например, по данным на 1994 г. выбросы соединений алюминия (Al_2O_3) составляли 5000 т/год, а соединений фтора (HF) – 700 т/год. Однако соединения фтора более опасны для живых организмов, поэтому на их исследование уделялось гораздо больше внимания. Также до 2005 г. выбрасывалось значительное количество смолистых веществ – 800 т/год, нафталина – 12 т/год, органических соединений (бенз(а)пирен) – 2 т/год (Евдокимова и др., 2007).

До модернизации завода объекты ландшафта КАЗа, в большинстве которых было выявлено повышение концентрации F, испытывали значительную антропогенную нагрузку от воздействия выбросов. В зоне до 5 км от завода была обнаружена максимальная концентрация загрязняющих веществ. Например, в почве наблюдалось в 6-25 раз превышение фонового содержания фтора (200 мг/кг) (Евдокимова, Мозгова, 2015). После модернизации экологическая ситуация значительно улучшилась. Выбросы соединений F заметно сократились, что способствовало восстановлению экосистемы и сужению зон загрязнения.

Так, после модернизации КАЗа при исследовании снеговой воды в 2011 г. в зоне до 1,5 км в атмосферных выпадениях было выявлено уменьшение концентрации F с 8,19 до 5,66 мг/л. В результате чего снизились валовое содержание в почве почти в 10 раз и содержание наиболее токсичных для биоты водорастворимых форм с 10% до 4% от валового содержания (Евдокимова, Мозгова, 2015). Это заметно улучшило состояния древостоя, подлеска и подроста, живого напочвенного и мохового покровов (Нестерова, 2019).

Озера являются чуткими индикаторами изменений в результате массообмена с атмосферным воздухом и водосбором. При исследовании малых озер до и после модернизации завода установлено увеличение показателя цветности воды (табл. 1, данные авторов). Например, в оз. 112 значение цветности увеличилось с 40 ºPt-Co (2000 г.) до 94 ºPt-Co (2009 г.). Видимо, это связано с восстановлением растительного покрова ландшафтов, повышением гумификации почвы и поступлением в водоемы органического вещества с водосборной территории.

Однако после модернизации КАЗа непрекращающиеся аэрогенные выбросы, а также многолетнее накопление загрязняющих веществ в почве негативно отразились на компонентах ландшафта. В зоне максимального загрязнения до 1.5 км от завода выявлены превышения фонового содержания F в пластинчатых грибах и мхах, что, по-видимому, связано с многолетним накоплением токсиканта. По этой же причине во всех зонах завода произошла

аккумуляция F в надземных частях вороники (*Empetrum hermaphroditum Hager*) (Евдокимова, Мозгова, 2015). В подстилке дальше 5 км увеличилась концентрация Al (рис. 2), который при избытке проявляет токсичные свойства для живых организмов. Увеличились зольность и pH подстилки, что привело к изменению структурно-морфологических характеристик почвенной биоты (Евдокимова и др., 2013). Например, изменились количество копий РНК микроорганизмов, видовой состав и структура сообществ микромицетов (Корнейкова, Никитин, 2021). Во всех зонах воздействия выбросов КАЗа не были обнаружены эпифитные лишайники, чувствительные к загрязнению атмосферного воздуха (Нестерова, 2019).

Таблица 1. Концентрация $Al_{общ}$, pH и цветность воды близлежащих озер КАЗа за период 2000 – 2009 гг.(данные авторов)

Озера (расстояние, км/направление от КАЗа)	$Al_{общ}$, мкг/л			pH			Цветность, °Pt-Co		
	2000	2005	2009	2000	2005	2009	2000	2005	2009
Оз. 112 (5-15/СВ)	81,0	202,0	354,0	6,85	5,58	5,39	40	62	94
Оз. Федосеевское (15-30/З)	36,0	61,5	204,0	7,6	7,22	6,95	48	49	98
Оз. 48 (15-30/СЗ)	45,0	116,0	215,0	7,28	6,7	6,7	23	52	63
Оз. Н. Лувеньгское (15-30/ЮВ)	64,0	62,7	91,0	7,3	6,91	7,11	18	21	27
Оз. Колвицкое (30-50/ЮВ)	33,0	42,8	85,0	7,25	6,88	6,98	21	21	18
Оз. В. Верман (50-70/ЮЗ)	32,0	56,8	70,0	7,16	6,66	6,86	30	29	33
Оз. Каменное (50-70/ЮЗ)	38,0	59,7	118,0	7,06	6,55	6,7	31	30	46

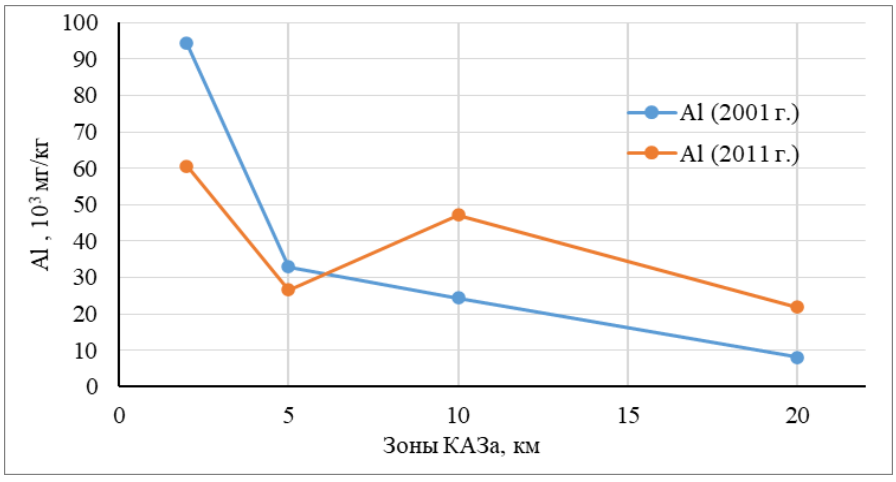


Рис. 2. Содержания Al в подстилке на разном расстоянии от КАЗа в 2001 и 2011 гг. (Евдокимова и др., 2013).

В результате проведенной на КАЗе модернизации было выявлено повышение содержания $Al_{общ}$ во всех малых озерах (табл. 1). Так, в оз. Федосеевское концентрация Al увеличилась с 36 мкг/л (2000 г.) до 204 мкг/л (2009 г.). Снижение pH почти во всех водоемах скорее всего, связано с увеличением органического вещества, принесенного с водосборной территории. Например, в оз. Федосеевское показатель pH понизился с 7,6 (2000 г.) до 6,95 (2009 г.). Увеличение содержания $Al_{общ}$ в сочетании со снижением pH привело к повышению концентрации наиболее токсичной для живых организмов водоемов формы алюминия – ионов

Al^{3+}. Так как изменение форм нахождения алюминия в природных водах наиболее чувствительно к изменению pH. Например, в водах оз. 112 количество Al^{3+} увеличилось с 14 мкг/л в 2005 г. до 50 мкг/л в 2009 г.

Кроме того, после модернизации завода исследование образцов осевшей пыли в г. Кандалакша выявило наличие антропогенной алюминиевой составляющей, что может быть связано с производственным процессом алюминиевого предприятия (Ермолин и др., 2020).

Выводы. После установки системы сухой газоочистки на КАЗе значительно сократились выбросы соединений F, что способствовало восстановлению экосистемы и сокращению зон загрязнения. При этом в объектах ландшафтов, в том числе малых озерах, на территории дальше 5 км от завода повысилась концентрация Al. Таким образом, после модернизации завода многолетнее накопление загрязняющих веществ в почве и непрекращающиеся выбросы в атмосферу негативно отразились на окружающей среде.

Благодарности. Работа выполнена в рамках государственного задания Института геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского Российской академии наук (ГЕОХИ РАН).

Список литературы

1. Евдокимова Г. А., Корнейкова М. В., Мозгова Н. П. Изменения свойств почв и почвенной биоты в зоне воздействия аэротехногенных выбросов Кандалакшского алюминиевого завода // Почвоведение. – 2013. – № 10. – С. 1274-1280.
2. Евдокимова Г. А., Мозгова Н. П. Оценка загрязнения почв и растений в зоне воздействия газовоздушных выбросов алюминиевого завода // Теоретическая и прикладная экология. – 2015. – № 4. – С. 64-68.
3. Евдокимова Г. А., Корнейкова М. В., Лебедева Е. В. Сообщества микромицетов в почвах в зоне воздействия алюминиевого завода // Микология и фитопатология. – 2007. – Т. 41, вып.1. – С. 20-28.
4. Ермолин М.С., Федотов П.С., Карандашев В.К., Дженлода Р.Х., Иванеев А.И., Буркат Т.В., Буркат В.С. Фракционирование, характеризация и анализ нано- и микрочастиц при оценке вклада металлургического предприятия в загрязнение городской пыли // Журнал аналитической химии. – 2020. – Т. 75, № 9. – С. 844-853.
5. Корнейкова М. В., Никитин Д. А. Качественные и количественные характеристики почвенного микробиома в зоне воздействия выбросов Кандалакшского алюминиевого завода // Почвоведение. – 2021. – № 6. – С. 725-734.
6. Моисеенко Т. И., Базова М. М. Озера Кольского Севера в условиях снижения антропогенных выбросов и потепления климата // Арктика: экология и экономика. – 2026. – Т. 16. – № 2.
7. Нестерова Н. Б. Динамика северотаежных ландшафтов в импактной зоне Кандалакшского алюминиевого завода // Проблемы региональной экологии. – 2019. – № 2. – С. 48-52.

Метасоматическая шпинель из реститовых ультрамафитов Нижнетарлашкинского массива (республика Тыва)

Юричев А.Н.

Томский государственный университет, juratur@yandex.ru

Введение. Нижнетарлашкинский массив входит в состав Южно-Тувинского офиолитового пояса, расположенного в юго-восточной части республики Тыва в зоне тектонического сочленения протерозойских структур Западного Сангилена на юге и востоке с раннекембрийскими складчатыми структурами на северо-западе (Гончаренко, 1989). Это небольшой (≈25 км^2) субизометричной формы массив, в строении которого участвуют ультрамафиты и габброиды, при этом последние слагают основную его часть (рис. 1). Вмещающие породы представлены высокометаморфизованными образованиями протерозоя: главным образом, гнейсами и кристаллическими сланцами и, в меньшей степени, амфиболитами, мраморами и железистыми кварцитами. На контакте с габброидами они ороговикованы в гранулитовой фации при давлениях в 2–3 кбар и температуре до 1100^0 С, с образованием мелко- и среднезернистых пироксен-кордиеритовых пород (Каргополов, 1997).

Габброиды представлены широким набором пород, варьирующим по меланократовости и минеральному составу от анортозитов и троктолитов до габбро, оливиновых габбро и габбро-норитов. Они нередко чередуются между собой, образуя слоистость. Отмечаются прослои габбро, обогащенные рудными минералами железо-титанистой окисной специализации (Ступаков и др., 1999).

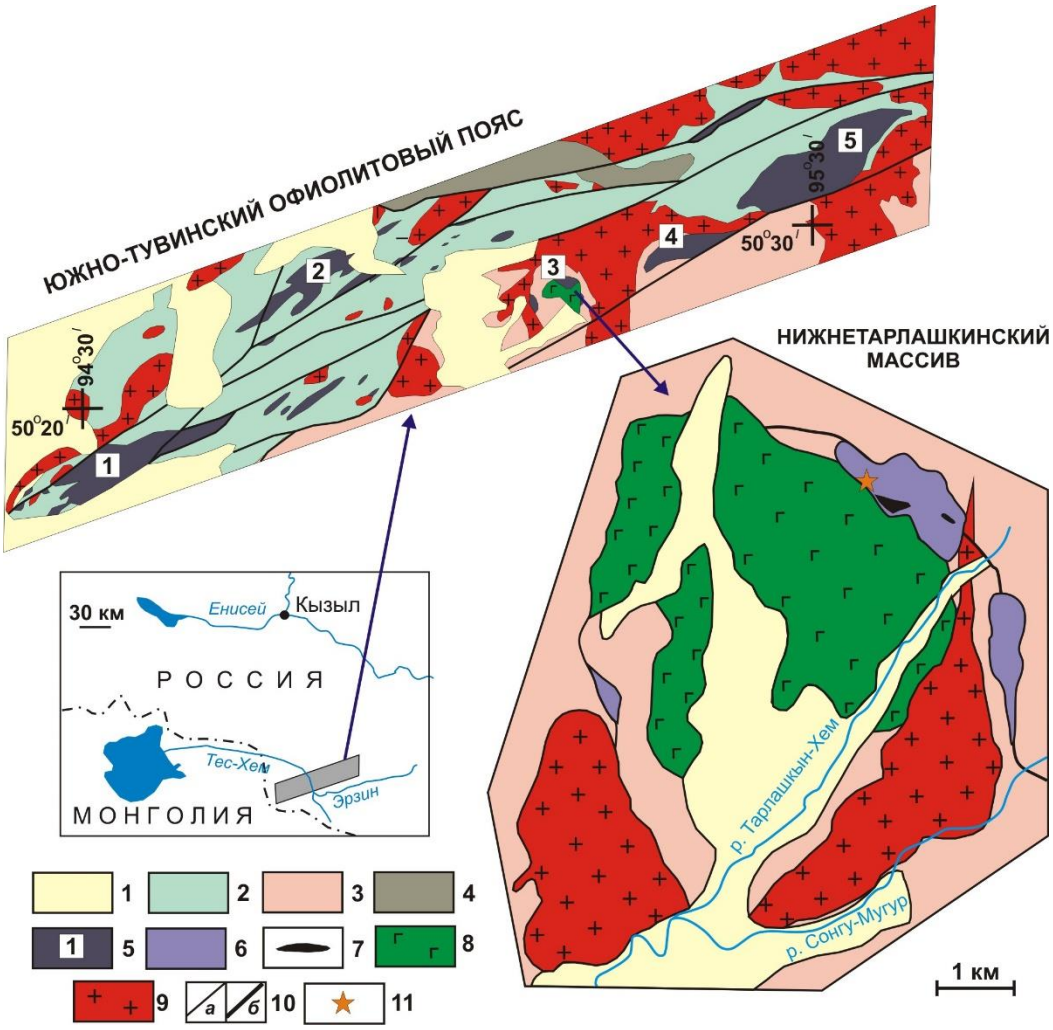


Рис. 1. Схема геологического строения Нижнетарлашкинского ультрамафитового массива и его расположение в Южно-Тувинском офиолитовом поясе (Гончаренко, 1989; Агафонов и др., 1993; Леснов и др., 2019), в редакции автора: *1* – четвертичные отложения; *2* – вулканогенно-осадочные породы Агардагской зоны; *3* – метаморфические породы Сангиленского блока; *4* – девонские осадочные породы; *5* – массивы: 1 – Агардагский, 2 – Карашатский, 3 – Нижнетарлашкинский, 4 – Верхнетарлашкинский, 5 – Улорский; *6* – дуниты; *7* – рудопроявления хромититов; *8* – габброиды; *9* – граниты; *10* – геологические границы (*а*) и тектонические нарушения (*б*); *11* – участок отбора изученных ороговикованных дунитов.

Ультрамафиты в виде линзовидных тел расположены по периферии габброидов, как бы оконтуривая их. Размеры линз варьируют по протяженности от 100 м до 2 км при мощности от первых метров до 400 м, и только в северо-восточной части массива она достигает порядка 800 м. С вмещающими метаморфическими породами и габброидами они имеют резкие контакты. Ультраосновные породы представлены дунитами и в разной степени серпентинизированными их разностями. Встречаются участки оталькованных и лиственитизированных дунитов.

Положение дунитов и габброидов в разрезе массива не ясно до настоящего времени. Ранее предполагалось, что ультраосновные породы представляют собой дифференциаты базитовой магмы, выведенные на поверхность по периферии массива в результате

тектонических перемещений, однако, детальные исследования вещественного состава показали, что ультрамафиты и габброиды имеют разную природу образования, а результаты петроструктурных исследований (Гончаренко, 1989; Чернышов, Ступаков, 1999) позволяют предполагать механизм их пространственного совмещения.

Среди дунитов отмечаются мелкие жилообразные (мощностью до 30 см) тела хромититов, расположенные конформно к деформационной структуре массива. Хромиты имеют средне- и густовкрапленную структуру, иногда в них устанавливается полосчатость, ориентированная согласно их залеганию.

О находках метасоматической шпинели. В исследуемом массиве на контакте с габброидами впервые обнаружены ороговикованные дуниты, имеющие мостовую структуру. Они метасоматически изменены и наряду с оливином в них в заметном количестве присутствуют ильменит, магнетит и зеленая шпинель (рис. 2). Количество последних возрастает по мере приближения к габброидам. Хромшпинелиды в таких метасоматических образованиях не выявлены.

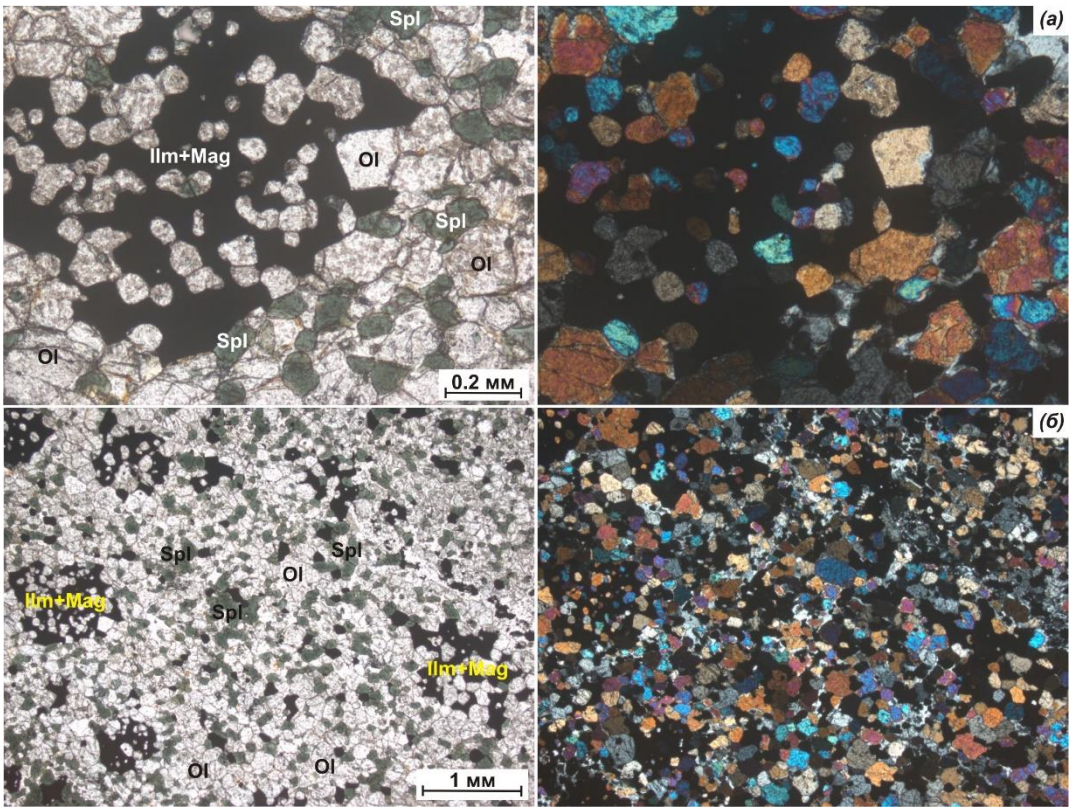


Рис. 2. Микрофотографии ороговикованных дунитов (оливин-шпинель-ильменит-магнетитовых метасоматитов) Нижнетарлашкинского массива без анализатора (слева) и с анализатором (справа): *Ol* – оливин; *Spl* – зеленая шпинель (плеонаст); *Ilm* – ильменит; Mag – магнетит.

Оливин из ороговикованных дунитов по химическому составу соответствует классическому оливину ($Fa_{17.5\text{-}28.8}$) и отличается от оливина из неизмененных дунитов повышенной железистостью. Последний по химическому составу относится к форстериту ($Fa_{8.3\text{-}10.8}$). Зеленая шпинель соответствует плеонасту (железистая разновидность шпинели), ильменит – магноильмениту, магнетит – Ti-магнетиту (преимущественно) и магнетиту (табл. 1).

Анализ распределения редких и РЗЭ в ороговикованных дунитах (оливин-шпинель-ильменит-магнетитовых метасоматитах) показывает на значительное обогащение этими элементами метасоматитов по отношению к неизмененным дунитам (рис. 3). При этом степень обогащения возрастает от одного до двух порядков по мере увеличения степени метасоматического преобразования и приближения к габброидам. Суммарные значения редких и РЗЭ и конфигурация графиков их распределения в метасоматитах обнаруживает

высокую схожесть с контактирующими габброидами. В частности это выражается в постоянном присутствии положительных Eu и контрастной Sr аномалий (рис. 3).

Таблица 1. Химический состав породообразующих минералов из оливин-шпинель-ильменит-магнетитовых метасоматитов Нижнетарлашкинского массива, мас. %

№ п/п	Образец	TiO_2	Al_2O_3	FeO_{tot}	MnO	MgO	V_2O_3	Сумма	Ti	Al	Fe^{2+}	Fe^{3+}	Mn	Mg	V^{3+}
Плеонаст $(Mg,Fe)Al_2O_4$															
1	Т-2/2-1	н.о.	62.44	19.89	0.18	17.35	0.42	100.28	н.о.	1.89	0.33	0.10	н.о.	0.66	0.01
2	Т-2/2-3	н.о.	62.80	18.62	0.16	17.72	0.35	99.65	н.о.	1.90	0.31	0.09	н.о.	0.68	0.01
3	Т-17-7	н.о.	61.63	24.30	н.о.	14.06	0.49	100.48	н.о.	1.90	0.45	0.09	н.о.	0.55	0.01
4	Т-17-8	н.о.	60.38	25.43	н.о.	13.46	0.34	99.62	н.о.	1.89	0.46	0.10	н.о.	0.53	0.01
5	Т-17-9	н.о.	61.38	24.45	н.о.	13.65	н.о.	99.48	н.о.	1.92	0.46	0.08	н.о.	0.54	н.о.
Магноильменит $(Fe,Mg)TiO_3$															
6	Т-2/2-7	52.95	н.о.	40.81	1.20	4.47	н.о.	99.43	0.98	н.о.	0.84	н.о.	0.03	0.16	н.о.
7	Т-2/2-8	53.80	н.о.	40.48	1.28	4.48	н.о.	100.04	0.99	н.о.	0.83	н.о.	0.03	0.16	н.о.
8	Т-17-1	52.59	н.о.	43.38	1.05	2.67	н.о.	99.69	0.99	н.о.	0.90	н.о.	0.02	0.10	н.о.
9	Т-17-3	52.16	н.о.	43.43	1.03	3.39	н.о.	100.00	0.98	н.о.	0.90	н.о.	0.02	0.13	н.о.
Титаномагнетит $Fe^{2+}(Fe^{3+},Ti)_2O_4$															
10	Т-17-4	7.50	н.о.	86.48	0.43	2.34	2.69	99.44	0.20	н.о.	1.04	1.52	0.01	0.12	0.06
11	Т-17-5	2.34	н.о.	94.73	н.о.	н.о.	2.55	99.62	0.06	н.о.	1.04	1.79	н.о.	н.о.	0.06
12	Т-17-6	4.74	н.о.	91.42	н.о.	0.64	2.64	99.44	0.13	н.о.	1.07	1.66	н.о.	0.03	0.06
Магнетит $Fe^{2+}Fe^{3+}{}_2O_4$															
13	Т-2/2-9	0.95	н.о.	98.00	н.о.	н.о.	0.59	99.53	0.03	н.о.	1.03	1.92	н.о.	н.о.	0.01
14	Т-2/2-10	0.39	н.о.	99.01	н.о.	н.о.	0.70	100.10	0.01	н.о.	1.02	1.95	н.о.	н.о.	0.02

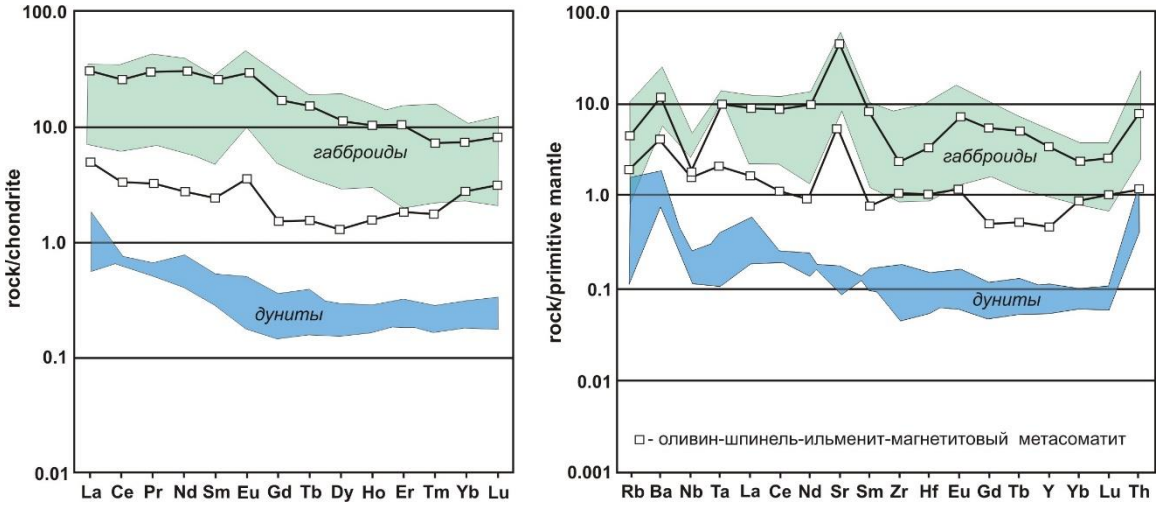


Рис. 3. Диаграммы распределения редких и редкоземельных элементов в породах Нижнетарлашкинского массива, нормированные по углистому хондриту CI (Boynton, 1984) и примитивной мантии (Sun, McDonough, 1989). Область распределения редких и редкоземельных элементов в габброидах по данным (Шелепаев, 2006).

Генетические выводы. Выявленная в орговикованных хромититах зеленая шпинель (плеонаст), вероятно, является продуктом метасоматического взаимодействия или высокотемпературного контактового метаморфизма реститовых дунитов и более поздних

габброидов. Дуниты очень богаты Mg и Fe, но в них почти нет Al. Напротив, габброиды, содержащие плагиоклаз, богаты Al и Ca. На их стыке возникает огромная химическая разница, приводящая при высоких температурах и давлениях к перемещению (диффундированию) данных элементов навстречу друг другу. Происходит реакция:

$$Mg\ (\text{из оливина дунитов}) + Al\ (\text{из плагиоклаза габбро}) + O \rightarrow MgAl_2O_4.$$

В связи с тем, что в зоне контакта было много Fe, данный элемент-хромофор заместил часть магния в структуре шпинели, окрасив ее от травяно-зеленого до темно-зеленого цвета.

Происхождение ильменита и Ti-магнетита связывается автором с выносом и переотложением железо-титанистой окисной минерализации, выявленной в габброидах (Ступаков и др., 1999).

Непосредственное участие габброидов Нижнетарлашкинского массива в формировании оливин-шпинель-ильменит-магнетитовых метасоматитов находит подтверждение в высоком сходстве конфигурации графиков распределения редких и РЗЭ этих пород: интенсивные Eu и Sr положительные аномалии, вероятно, указывающие на кумуляцию (накопление) плагиоклазовых минералов в расплаве.

Ранее подобные метасоматиты с зеленой шпинелью (плеонастом) были обнаружены и охарактеризованы в реститовых ультрамафитах Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) (Скляров и др., 2025) и перидотитовых/лерцолитовых массивах Ронда (Испания) и Бени-Бушера (Марокко) (Morishita et al, 2001).

Список литературы

1. Агафонов Л.В., Кужугет К.С., Ойдуп Ч.К., Ступаков С.И. Самородные металлы в гипербазит-базитах Тувы. Новосибирск: Изд-во ОИГГиМ СО РАН, 1993. 87 с.
2. Гончаренко А.И. Деформация и петроструктурная эволюция альпинотипных гипербазитов. Томск: Изд-во ТГУ, 1989. 400 с.
3. Каргополов С.А. Малоглубинные гранулиты Западного Сангилена (Юго-Восточная Тува): Дисс. … канд. г.-м.н. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 1997. 272 с.
4. Леснов Ф.П, Кужугет К.С., Монгуш А.А., Ойдуп Ч.К. Геология, петрология и рудоносность мафит-ультрамафитовых массивов Республики Тыва. Новосибирск: Академическое изд-во «Гео», 2019. 350 с.
5. Скляров Е.В., Лавренчук А.В., Пушкарев Е.В. Синметаморфический Al-метасоматоз реститовых ультрабазитов Ольхонского террейна (Западное Прибайкалье) / Ультрамафит-мафитовые комплексы: геология, петрология, рудный потенциал: Материалы IX Всероссийской конференции с международным участием. Екатеринбург: ИГГ УрО РАН, 2025. С. 160–161.
6. Ступаков С.И., Егорова В.В., Изох А.Э., Чернышов А.И. Петрохимия и минералогия Правотарлашкинского троктолит-анортозит-габбрового масива (Юго-Восточная Тува) // Вопросы петрологии, минералогии, геохимии и геологии офиолитов: Сборник научных статей. Новосибирск, 1999. С 24–44.
7. Чернышов А.И., Ступаков С.И. Структурные и петроструктурные исследования дунитов Нижне-Тарлашкинского массива (ЮВ Тува) // Структурный анализ в геологических исследованиях: Материалы международного научного симпозиума. Томск: ЦНТИ, 1999. С. 156–158.
8. Шелепаев Р.А. Эволюция базитового магматизма Западного Сангилена: Автореф. Дисс. … канд. г.-м.н. Новосибирск: ИГМ СО РАН, 2006. 12 с.
9. Boynton W.V. Geochemistry of the rare earth elements: meteorite studies. Rare earth element geochemistry. Amsterdam: Elsevier, 1984. P. 63–114.
10. Morishita T., Arai S., Gervilla F. High-pressure aluminous mafic rocks from the Ronda peridotite massif, southern Spain: significance of sapphirine- and corundum-bearing mineral assemblages // Lithos, 2001. V. 57. P. 143–161.
11. Sun S.S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes. Geol. Soc. Spec. Publ. 1989. Vol. 42. P. 313–345.

Строение и условия формирования разреза верхнего венда – нижнего кембрия в опорной скважине Невельская (Московская синеклиза)

Дубкова К.А.[1], Шишлов С.Б.[1], Титова А.В.[1], Голубкова Е.Ю.[1,2], Кушим Е.А.[1], Савельева Ю.Н.[2]

[1]Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, ksenya-dubkova@mail.ru
[2]Апрелевское отделение ФГБУ Всероссийский научно-исследовательский геологический нефтяной институт

Проведено детальное литологическое и палеонтологическое исследование керна опорной скважины Невельская, пробуренной вблизи г. Невель Псковской области (Московская синеклиза). В разрезе мощностью около 900 м представлены несогласно залегающая на породах кристаллического фундамента старорусская свита редкинского горизонта, василеостровская свита котлинского горизонта, ломоносовская и сиверская свиты ровенского–лонтоваского горизонтов, с размывом перекрытые отложениями девона.

В разрезе скважины Невельская установлены пять групп литологических типов слоев и выполнена их генетическая интерпретация. Группа XA – слои, сложенные алевритами глинистыми и глинами алевритистыми с горизонтальной слойчатостью. Это осадки низкодинамичного глубоководья внешнего рампа, расположенного ниже базиса штормовых волн. YB – линзовидно-полосчатые чередования глинистых алевритов и тонко-мелкозернистых песчаников, соответствуют лоскутным пескам среднего рампа, которые формировались между базисами штормовых и нормальных волн. YC – песчаники, от мелко- до крупнозернистых, с волнистой и косой разнонаправленной слойчатостью, иногда содержащие гравий и гальки. По-видимому, они формировались в обстановках пляжей и баров динамичного мелководья внутреннего рампа. Слои группы ZB (алевриты глинистые с линзами тонкозернистых песчаников) и ZA (глины алевритистые, содержащие органические пленки и сидеритовые конкреции), накапливались соответственно в обстановках подвижного и малоподвижного мелководья опресненной лагуны внутреннего рампа.

Старорусская свита сложена песчаниками (YC), тонкими чередованиями песчаников и алевропелитов (YB), алевритами и глинами (XA). Песчаники с гравием и галькой экстракластов, залегающие на кристаллическом фундаменте, образуют трансгрессивный лаг, сформировавшийся при затоплении суши. Смена вверх по разрезу песчаных отложений тонкими глинистыми соответствует переходу от прибрежных обстановок к условиям среднего и внешнего рампа. Песчаные слои в верхней части свиты фиксируют эпизоды обмеления на фоне общей трансгрессии.

Василеостровская свита сложена преимущественно алевропелитовыми слоями ZA и ZB с органическими пленками и сидеритовыми конкрециями. В нижней подсвите они чередуются с песчаниками (YC). В верхней подсвите слои YC отсутствуют и здесь абсолютно преобладают алевритистые глины (ZA). Такая последовательность указывает на трансгрессивный этап развития палеобассейна, в течение которого образовалась опресненная лагуна, отделенная от открытой акватории песчаными барами.

В верхних 10 м василеостровской свиты и ломоносовской свите возрастает роль песчаных слоев YC. Это свидетельствует о начале нового трансгрессивного этапа, сопровождавшегося перестройкой баровой системы и сокращением лагунных обстановок.

Ломоносовская свита в скв. Невельская представлена песчаниками, с гравийно-галечным материалом и сидеритовыми конкрециями (YC). Согласно залегающая на ней сиверская свита сложена алевропелитовыми и песчаными слоями, содержащими глауконит и следы жизнедеятельности организмов. Сочетание литотипов YC, YB и XA указывает на восстановление открытых морских условий и последовательное углубление палеобассейна.

Показано, что изученный стратиграфический интервал образовался в результате восьми трансгрессивно-регрессивных циклов колебания уровня моря III порядка, сформировавших осадочные секвенсы, которые удается идентифицировать в разрезах верхнего венда – нижнего кембрия Прибалтийско-Ладожской моноклинали на расстоянии более 700 км. Это, вместе с биостратиграфическими критериями, создает основу для обоснования и детализации корреляционных построений.

Близкий состав литологических типов слоев и их последовательностей, установленный в старорусской, василеостровской, ломоносовской и сиверской свитах скв. Невельская и разрезах Прибалтийско-Ладожской моноклинали (Голубкова и др., 2025; Голубкова и др., 2026, в печати; Шишлов и др., 2026, в печати) свидетельствуют об общих палеогеографических условиях формирования верхнего венда – нижнего кембрия Северо-Запада Восточно-Европейской платформы в едином эпиконтинентальном палеобассейне.

Исследования выполнены при поддержке гранта Российского научного фонда (проект № 24-17-00142, https://rscf.ru/project/24-17-00142/).

Список литературы

1. Голубкова Е.Ю., Кушим Е.А., Раевская Е.Г., Бобровский И.М., Зайцева Т.С., Довжикова Е.Г., Титова А.В., Колесников А.В., Гражданкин Д.В. Биостратиграфия переходных отложений венда–кембрия северо-запада европейской части России // Геология и геофизика. 2025. Т. 66, № 7. С. 883-900. DOI: 10.15372/GiG2025114.
2. Голубкова Е.Ю., Шишлов С.Б., Кушим Е.А., Титова А.В., Дубкова К.А., Силиванов М.О., Гражданкин Д.В. Стратиграфия верхнего венда – нижнего кембрия Прибалтийско-Ладожской моноклинали Восточно-Европейской платформы: комплексный литолого-палеонтологический подход // Геология и геофизика – с. – 2026. В печати. DOI: 10.15372/GiG2026127.
3. Шишлов С.Б., Голубкова Е.Ю., Подковыров В.Н., Дубкова К.А., Титова А.В., Кушим Е.А. Верхний венд–нижний кембрий Северо-Запада России: обстановки и цикличность осадконакопления, секвентная интерпретация разрезов // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2026. № 8. В печати.

Научное издание

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXXVII Молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и академика РАН Ф.П. Митрофанова

5–9 октября 2026 г.

ИГГД РАН, Санкт-Петербург

Электронное издание

ISBN 978-5-6055227-1-3

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии и геохронологии докембрия Российской академии наук
199034, г. Санкт-Петербург, наб. Макарова, д. 2, ИГГД РАН
WWW: http://ipgg.ru
E-mail: adm@ipgg.ru
Тел.: (812) 328-47-01