

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXXII молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти
члена-корреспондента АН СССР К.О. Кратца и
академика РАН Ф.П. Митрофанова



12 – 15 октября 2021
Петрозаводск



ФЕДЕРАЛЬНОЕ ГОСУДАРСТВЕННОЕ БЮДЖЕТНОЕ УЧРЕЖДЕНИЕ НАУКИ
ФЕДЕРАЛЬНЫЙ ИССЛЕДОВАТЕЛЬСКИЙ ЦЕНТР
«КАРЕЛЬСКИЙ НАУЧНЫЙ ЦЕНТР РОССИЙСКОЙ АКАДЕМИИ НАУК»
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ КарНЦ РАН
СОВЕТ МОЛОДЫХ УЧЕНЫХ И СПЕЦИАЛИСТОВ ИГ КарНЦ РАН
РОССИЙСКОЕ МИНЕРАЛОГИЧЕСКОЕ ОБЩЕСТВО, КАРЕЛЬСКОЕ ОТДЕЛЕНИЕ

АКТУАЛЬНЫЕ ПРОБЛЕМЫ ГЕОЛОГИИ, ГЕОФИЗИКИ И ГЕОЭКОЛОГИИ

Материалы XXXII молодежной научной школы-конференции,
посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца
и академика РАН Ф. П. Митрофанова

Петрозаводск, 12–15 октября 2021 г.

Научное электронное издание

Петрозаводск
КарНЦ РАН
2021

doi: 10.17076/kr2021
ISBN 978-5-9274-0921-1

© Коллектив авторов, 2021
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2021
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2021

УДК 551.71/.72 + 550.3 + 502.1(063)
ББК 26.3 + 26.2 + 20.1
А43

Редакционная коллегия:

к.г.-м.н. П. Я. Азимов, к.г.-м.н. Г. С. Бородулина,
к.г.-м.н. С. В. Егорова, А. В. Кервинен, А. А. Ковальчук,
к.г.н. Н. В. Крутских, О. А. Максимов,
к.г.-м.н. П. В. Медведев, к.г.-м.н. С. В. Мудрук,
к.г.-м.н. Н. С. Нестерова, к.г.-м.н. Е. Н. Светова, к.б.н. З. И. Слуковский

Ответственный редактор *А. А. Ковальчук*

Печатается по решению Ученого совета Института геологии КарНЦ РАН

Издано в авторской редакции

Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии : материалы XXXII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова, г. Петрозаводск, 12–15 октября 2021 г. : научное электронное издание / отв. редактор А. А. Ковальчук. – Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2021. – 1 DVD-ROM. – Систем. требования: PC, MAC с процессором Intel 1,3 ГГц и выше ; Microsoft Windows, MAC OSX ; 256 Мб (RAM) ; видеосистема: разрешение экрана 800x600 и выше, графический ускоритель (опционально) ; мышь ; Adobe Reader ; дисковод DVD-ROM. – Загл. с титул. экрана. – Текст : электронный.

ISBN 978-5-9274-0921-1

Данный сборник представляет собой материалы XXXII молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти члена-корреспондента АН СССР К. О. Кратца и академика РАН Ф. П. Митрофанова. Статьи подготовлены молодыми учеными из академических, образовательных и производственных учреждений Апатитов, Душанбе, Екатеринбурга, Казани, Москвы, Новосибирска, Петрозаводска, Петропавловска-Камчатского, Санкт-Петербурга, Северска, Сыктывкара, Ташкента, Томска, Черногловки.

В сборнике отражены результаты исследований в области геологии, петрологии, геохимии, геохронологии и минералогии. Обширный раздел посвящен полезным ископаемым, геофизическим и физико-химическим методам исследования, а также современным проблемам геоэкологии.

Публикация рассчитана на широкий круг студентов, аспирантов и специалистов в области геологии, геофизики и геоэкологии.

УДК 551.71/.72 + 550.3 + 502.1(063)
ББК 26.3 + 26.2 + 20.1

Текстовое (символьное) электронное издание

Системные требования: PC, MAC с процессором Intel 1,3 ГГц и выше; Microsoft Windows, MAC OSX; 256 Мб (RAM); от 500 Мб свободного пространства на жестком диске; видеосистема: разрешение экрана 800x600 и выше, графический ускоритель (опционально); мышь; Adobe Reader; дисковод DVD-ROM

© Коллектив авторов, 2021
© ФИЦ «Карельский научный центр РАН», 2021
© Институт геологии КарНЦ РАН, 2021

Для создания электронного издания использованы
ПО Microsoft Word, Adobe Acrobat Pro

Ответственный редактор *А. А. Ковальчук*
Оригинал-макет, электронная версия *Н. Н. Сабанцева*
Оформление обложки и этикетки диска *А. А. Ковальчук*

Подписано к использованию 08.10.2021. 1 DVD-ROM. 23,5 Мб.
Тираж 100 экз. Заказ № 678

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11
Телефон (8142) 76-60-40. E-mail: krccras@krc.karelia.ru
URL: <http://www.krc.karelia.ru>

Изготовлено в Федеральном государственном бюджетном учреждении науки
Федеральный исследовательский центр
«Карельский научный центр Российской академии наук»
185910, г. Петрозаводск, ул. Пушкинская, д. 11
Телефон (8142) 76-60-40. E-mail: krccras@krc.karelia.ru
URL: <http://www.krc.karelia.ru>

СОДЕРЖАНИЕ

Организационный и программный комитет школы-конференции	6
<i>Анисимов Р.Л., Кириллова П.А., Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К.</i> Интрузии Кааламо и Велимяки Северного Приладожья: общие и индивидуальные особенности фракционной кристаллизации магм	7
<i>Бакунович Л.И.</i> 3D модель глубинного строения земной коры Беломорья по комплексу геолого-геофизических данных	10
<i>Бессмертный К.Н., Перова Е.Н.</i> Редкие минералы месторождения Жомарт	13
<i>Борисова Е.Б., Балтыбаев Ш.К.</i> Влияние соотношения $H_2O:CO_2$ во флюиде и активности воды на устойчивость ставролитовых парагенезисов	16
<i>Вафина М.С.</i> Возможность использования твердых отходов калийной промышленности в технологиях силикатных материалов	19
<i>Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К.</i> Флюидный режим формирования пород Мейерской тектонической зоны Северного Приладожья (Южная Карелия)	21
<i>Вовчина Т.А.</i> Петролого-геохимическая характеристика вулканитов таньюской подсвиты ($S_1-D_1mu_1$) хребта Малый Урал	24
<i>Гаврилова А.А., Стативко В.С.</i> Модельный расчёт изотопного состава стронция на основе изучения их водосборных бассейнов Каспийского и Азовского морей	26
<i>Ганюшкина А.С., Калашиников А.О., Коноплёва Н.Г.</i> Прогнозирование минерального состава руд и содержаний попутных компонентов в минералах Коашвинского апатит-нефелинового месторождения по данным рядового опробования (Мурманская область)	30
<i>Гембель Л.Р., Петров С.В., Степанов С.Ю.</i> Особенности платинометальной минерализации россыпей рек Извётска и Мостовая (Свердловская область)	35
<i>Гойчук О.Ф., Михайлова Ю.А.</i> Петрографическая характеристика канкринит-вишневитовых сиенитов Ловозерского массива (Кольский полуостров, Россия)	39
<i>Гузев В.Е., Терехов А.В., Молчанов А.В.</i> Геолого-генетическая принадлежность оруденения Морозкинского месторождения (южная Якутия)	42
<i>Гузева А.В., Слуковский З.И., Малышева М.Б.</i> Озера полуостровов Рыбачий и Средний (Мурманская область) – химия воды и геохимия донных отложений	46
<i>Даувальтер В.А., Сандимиров С.С., Слуковский З.И.</i> Особенности геоэкологии озер Кольского Севера	50
<i>Егоров А.В., Слабунов А.И., Нестерова Н.С.</i> Особенности геологического строения железорудных толщ контоккской серии Костомукшского зеленокаменного пояса	54
<i>Забавчик Н.И., Базай А.В.</i> Наталиит $NaV^{3+}Si_2O_6$ – редкий ванадиевый пироксен в карбонатах Контозерского массива	58
<i>Зиндобрый В.Д., Балтыбаев Ш.К., Буслов М.М.</i> Петро- и геохимические особенности метаморфизованных вулканитов Телецкой зоны Горного Алтая	62
<i>Калинина Н.А., Даулетова А.Б., Рудмин М.А.</i> Геохимические особенности континентальных железняков в юго-восточной части Западной Сибири	67
<i>Кисельников Ю.В., Перова Е.Н., Шнейдер А.Г.</i> Минералогическая характеристика минерализованных зон Трехсестерского потенциального рудного узла (Восточный Таймыр)	70
<i>Ковальчук А.А.</i> Проявление NaCl в тонких пленках шунгитового углерода	73
<i>Козлов Г.А.</i> Факторы контроля стратиформного свинцово-цинкового оруденения (MVT-тип) в раннекембрийских карбонатных отложениях Анабаро-Синской СФО, как основа регионального прогнозирования нового свинцово-цинкового рудного бассейна Сибирской платформы	76
<i>Кокорев О.Н., Кеслер А.Г., Истомин А.Д., Носков М.Д., Чеглоков А.А.</i> Геоэкологический прогноз эксплуатации пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов	79
<i>Комлев В.Н.</i> О месте захоронения высокорadioактивных и долгоживущих отходов в России	81
<i>Коньшев А.А., Алферьева Я.О., Щербаков В.Д.</i> Особенности минералообразующей среды при формировании топаз-цинквальдитовых гранитов Салминского батолита	85
<i>Коньшев А.А., Русак А.А.</i> Включения сульфидных расплавов в цирконах гранит-порфиров (Салминский батолит)	88
<i>Курбонов Н.Б., Кобули З.В., Шаймуратов Ф.И., Фруммин Г.Т., Рахимов И.М.</i> Сравнение физико-химического свойства и изотопного состава воды некоторых озер и рек Таджикистана	91

<i>Лебеденко А.В., Ветрова М.Н.</i> Минералогия группы граната родонитовых пород Учалинского месторождения	95
<i>Лезжов А.М., Азимов П.Я.</i> Парагенезисы и химический состав антофиллита из метагабброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита	98
<i>Лохов Д.К., Проскурнин В.Ф., Нагайцева Н.Н.</i> Перспективный тип объектов на титано-магнетитовое и сульфидное медно-никелевое оруденение на примере Дюмталейского интрузива (Центральный Таймыр)	102
<i>Лютиков А.В.</i> Распространение органостенных микрофоссилий в верхнедокембрийских отложениях Мезенской синеклизы	104
<i>Маркович Д.И., Жиров Д.В.</i> Исследование тектоники Хибинского массива на микроуровне на примере месторождений Олений ручей и Расвумчорр	108
<i>Нажарова Л.Н., Шакиров Т.Р., Вафина М.С.</i> Исследование процессов растворения соляных пород Верхнекамского месторождения	112
<i>Орипов С.Г.</i> Новые данные по структурному контролю образования золоторудного месторождения Мурунтау (Узбекистан)	116
<i>Пазухина А.А., Малышев С.В., Пасенко А.М.</i> Состав и эволюция магнитных минералов в мафических интрузиях Уджинского поднятия, север Сибири	119
<i>Перфилова А.А., Сафонова И.Ю., Котлер П.Д.</i> Цирконометрия, химический и изотопный состав песчаников Чарской и Жарминской зон восточного Казахстана: корреляция, источники и тектонические обстановки	121
<i>Петракова А.И., Ветрова М.Н.</i> Минералогия розового мрамора (Норвегия, Фаускё)	125
<i>Рудмин М.А.</i> Геохимические условия среды осадконакопления при формировании морских ооидовых железняков Западной Сибири: факторы и индикаторы контроля	127
<i>Рудмин М.А.</i> Глауконит и бентонит как основной минеральный материал для создания эффективных и экологически безопасных удобрений	130
<i>Румянцева Н.А.</i> Находки древнего циркона в габброидах хребта Шака (Южная Атлантика)	133
<i>Русак А.А., Щекина Т.И., Зиновьева Н.Г., Хвостиков В.А., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р.</i> Изучение поведения редкоземельных элементов при различных значениях температуры и давления (экспериментальное исследование)	137
<i>Савина Е.И., Плечов П.Ю., Ахметшин Э.А.</i> Сапфиры месторождения Кедровое и возможность их термического облагораживания	140
<i>Самосудова А.В., Черепанский М.М., Иванов К.А., Кокорев О.Н., Щипков А.А.</i> Концепция автоматизированной системы оперативного контроля уровня подземных вод пункта приповерхностного захоронения твердых радиоактивных отходов III и IV классов филиала «Северский» ФГУП «НО РАО»	144
<i>Секерина Д.Д.</i> Методика преобразования и классификации потенциальных полей с целью уточнения границ рудных объектов	148
<i>Слабоспицкая А.С. В.М.</i> Гольдшмидт – его идеи и вклад в развитие геоэкологии	152
<i>Соколова Л.А., Якубович О.В., Подольская М.М.</i> Модель эксгумации массива Кондёр по данным U-Th/He датирования апатита	153
<i>Сорохтина Н.В., Липницкий Т.А., Кононова Н.Н.</i> Рудные редкометалльные ассоциации месторождения Нескевара, щелочно-ультраосновной массив Вуориярви, Кольский полуостров	156
<i>Сосновская М.А.</i> Возраст монацита из биотитовых гнейсов обрамления массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район, Кольский регион)	160
<i>Суханова М.А., Сальникова Е.Б., Степанова А.В.</i> Дальнейшее развитие методики «дискретной» химической абразии для U-Pb геохронологических исследований бадделеита	163
<i>Чеботарева В.А.</i> Геохимия пород раннемезозойских экзотических глыб в долинах р. Бодрак и р. Альма, Горный Крым	165
<i>Щеклеина М.Д., Плечов П.Ю., Биндеман И.В., Давыдова В.О., Щербаков В.Д., Рычагов И.В.</i> Реконструкция условий извержения Гольгинских хигнимбритов (Южная Камчатка)	169
<i>Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Антоненко В.В., Крылов П.С.</i> Первые данные элементного и минералогического состава осадочных отложений озера Шира (Хакасия)	171

ОРГАНИЗАЦИОННЫЙ КОМИТЕТ ШКОЛЫ-КОНФЕРЕНЦИИ

Председатель оргкомитета

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

Заместитель председателя

Нестерова Н.С. – к.г.-м.н., председатель СМУ ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Егорова С.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Члены организационного комитета

Ковальчук А.А. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Максимов О.А. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Кервинен А.В. – ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

ПРОГРАММНЫЙ КОМИТЕТ ШКОЛЫ-КОНФЕРЕНЦИИ

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

Алексеев И.А. – к.г.-м.н., СПбГУ, Санкт-Петербург

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

Бородулина Г.С. – к.г.-м.н., ИВПС КарНЦ РАН, Петрозаводск

Даувальтер В.А. – д.г.н., ИППЭС КНЦ РАН, Апатиты

Егорова С.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Кривовичев С.В. – чл.-корр. РАН, КНЦ РАН, Апатиты

Крутских Н.В. – к.г.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

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

Медведев П.В. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

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

Рязанцев П.А. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

Светова Е.Н. – к.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

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

Слуковский З.И. – к.б.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск, ИППЭС КНЦ РАН, Апатиты

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

Щитцов В.В. – д.г.-м.н., ИГ КарНЦ РАН, Петрозаводск

ИНТРУЗИИ КААЛАМО И ВЕЛИМЯКИ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ: ОБЩИЕ И ИНДИВИДУАЛЬНЫЕ ОСОБЕННОСТИ ФРАКЦИОННОЙ КРИСТАЛЛИЗАЦИИ МАГМ

Анисимов Р.Л.¹, Кириллова П.А.¹, Петракова М.Е.¹, Балтыбаев Ш.К.^{1,2}

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, romjulleoanis@mail.ru

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Кааламский и велимякский магматические комплексы находятся в пределах Раахе-Ладжской зоны сочленения архейского Карельского кратона и протерозойской Свекофеннской складчатой области. Эти комплексы представляют собой серию интрузий, наиболее крупные из которых – Кааламская и Велимякская (рис. 1).

Изучение этих массивов началось еще два столетия назад, что связано с их рудоносностью. Но, несмотря на длительную историю изучения и полученные подробные сведения о составах пород этих двух комплексов, пока нет достаточно ясных представлений, чем определяются разные эволюционные тренды – субщелочной у велимякского комплекса и известково-щелочной – у кааламского (рис. 2а). Различие выявлено и на минеральном уровне: в породах массива Велимяки наблюдается калиевый полевой шпат, который в средних породах может преобладать над плагиоклазом. Исследователи расходились во мнении о причине повышенной щелочности габброидов велимякского комплекса – одни считали, что это является особенностью состава первичных магм (Саранчина, 1948), а другие (Алексеев, Кулешевич, 2017) полагали, что при наложенных процессах возникает калишпатовый парагенезис и породы приобретают субщелочной тренд. Еще одной особенностью, отличающей минеральный состав Велимякского массива от Кааламского, является отсутствие в породах первого ортопироксена.

Мы попытались получить ответы на вопрос о специализации магм и количественно оценить возможные механизмы дифференциации первичных расплавов при чистой фракционной кристаллизации (FC) и фракционной кристаллизации с сопутствующей ассимиляцией боковых пород (AFC).

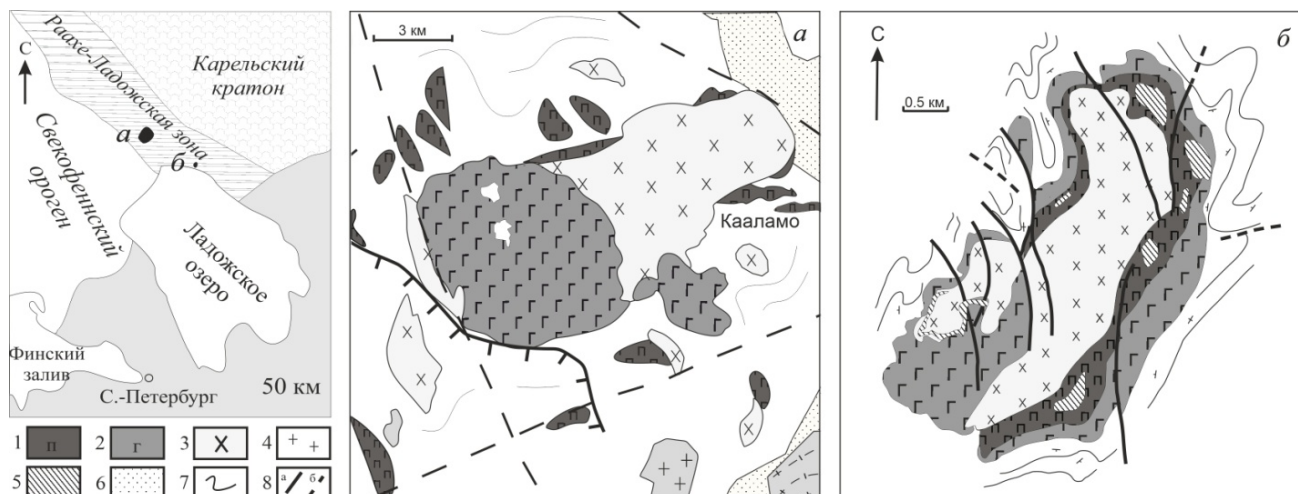


Рис. 1. Схематические карты Кааламского (а) и Велимякского (б) массивов (Ладжская протерозойская..., 2020) с дополнениями.

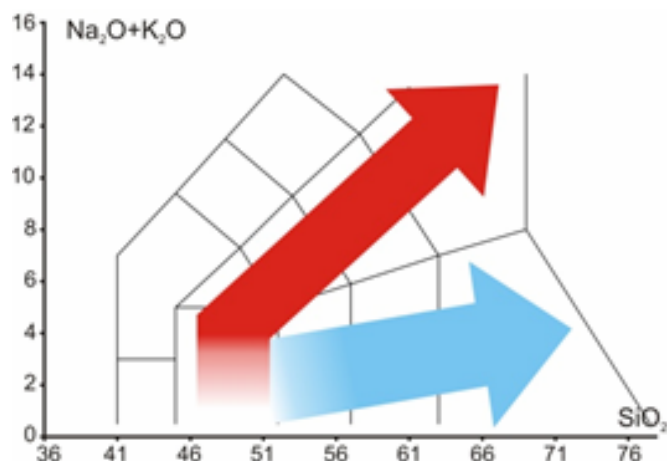
1 – преимущественно пироксениты, 2 – габбро, габбронориты, габбродиориты, 3 – диориты, габбродiorиты, 4 – граниты, 5 – рудные пироксениты, 6 – породы сортавальской серии, 7 – породы ладожской серии, 8 – разломы: а-видимые, б-предполагаемые.

Для моделирования эволюции расплавов в процессе образования Велимякской и Кааламской интрузий нами использовалось приложение Magma Chamber Simulator (MCS) (Bohrson et al., 2014; <https://mcs.geol.ucsb.edu/>). MCS основан на базе программ семейства MELTS (<http://melts.ofm-research.org/>) и позволяет производить термодинамическое моделирование FC, AFC, а также учитывать смешение с добавочными порциями расплава (RFC или RAFC). Для настоящего исследования нами выбран вариант Rhyolite-MELTS 1.1.0 (Gualda et al., 2012; Ghiorso and Gualda, 2015). Были использованы 93 XRF-анализа пород Кааламо и Велимяки.

Для моделирования эволюции магматических систем необходимо знать состав родоначального расплава. Для того, чтобы его определить существуют разные подходы (расчет среднего состава интрузива, использование составов автолитов, малых дайковых тел, не претерпевших дифференциацию и пр.). Мы смоделировали фракционную кристаллизацию, принимая за гипотетический родоначальный расплав каждый из имеющихся у нас составов пород этих массивов (93 анализа). Давление в камере принималось 4 кбар, что отвечает оценкам по минеральным геобарометрам окружающих пород (Геология..., 2000), содержание воды в расплаве рассматривалось в диапазоне 1–6 вес. %, кислородный буфер QFM. Изменения составов остаточных расплавов в ходе FC показали, что подавляющее большинство составов пород Велимяки образовало типичный для велимякского комплекса субщелочной тренд. Для Кааламо оказалось, что примерно половина анализов порождает типичный для него известково-щелочной тренд, а другая половина – субщелочной (рис. 2).

Габброиды массива Кааламо четко разделились на две группы – составы с известково-щелочным и с субщелочным типом тренда. Эти две группы занимают закономерные области на большинстве диаграмм Харкера. По полученным данным выделена сравнительно узкая область составов, которые порождают известково-щелочной тренд эволюции магматической системы, характерный для Кааламо. Эти составы объединяет пониженное отношение $(\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O})/\text{SiO}_2$.

Рис. 2. Типичные тренды составов остаточных расплавов для Кааламской и Велимякской интрузий



При проверке модели ассимиляции для всех гипотетических родоначальных расплавов «кааламского типа» на глубине, соответствующей давлению 8 кбар (в качестве вмещающей породы был взят средний состав гранито-гнейсов Кирьяволахтинского купола (Лобач-Жученко и др., 1974)) были получены субщелочные тренды, подобные трендам Велимяки.

Таким образом, образование субщелочного тренда Велимяки и появление в велимякских породах калиевого полевого шпата можно объяснить составом родоначального расплава или его контаминацией коровым веществом.

Расчеты показали, что отсутствие ортопироксена в породах Велимякского массива можно объяснить более высокой водонасыщенностью расплава, по сравнению с «кааламским». При содержании воды в расплаве 1 %, в большинстве расчетов наблюдается кристаллизация как

высококальциевого клинопироксена, так и ортопироксена или низкокальциевого клинопироксена (пижонита) или обеих этих фаз. При содержании воды в расплаве 5 % кристаллизации ортопироксена и/или пижонита не происходит (рис. 3).

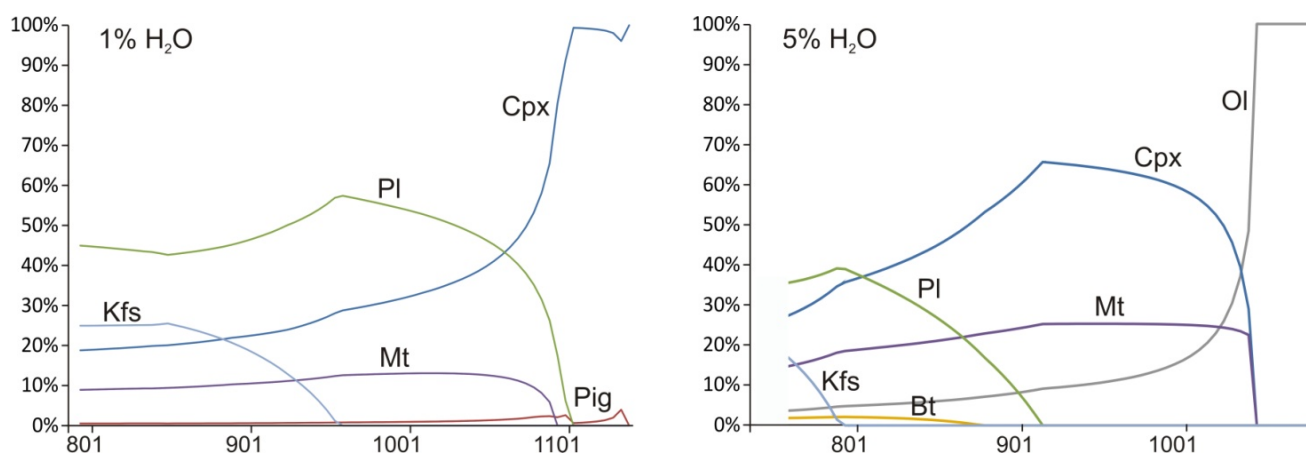


Рис. 3. Изменение минерального состава пород Велимяки при увеличении водонасыщенности расплава.

По оси абсцисс: процентное содержание каждого минерала в общем объеме кумулата.

По оси ординат: температура в °С. Аббревиатуры минералов:

Ol – оливин; Cpx – клинопироксен; Pig – пижонит; Pl – плагиоклаз; Kfs – калиевый полевой шпат; Mt – магнетит; Bt – биотит

Выводы. Субщелочной характер эволюции пород Велимякской интрузии и появление в них калиевого полевого шпата можно объяснить особенностями состава родоначальной велимякской магмы или ее контаминацией коровым веществом. Отсутствие ортопироксена в велимякских породах можно объяснить большей водонасыщенностью велимякской магмы, по сравнению с кааламской.

Список литературы

- Алексеев И.А., Кулешевич Л.В. Благороднометалльная минерализация массива Вялимяки (Северное Приладожье, Карелия) // Тр. КарНЦ РАН. 2017. сер. Геология докембрия. № 2. С. 60–72.
- Геология и петрология свекофеннид Приладожья / Ред. В. А. Глебовицкий. СПб.: СПбГУ, 2000. 200 с.
- Ладожская протерозойская структура (геология, глубинное строение и минерагения) / Ред. Н. В. Шаров. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН, 2020. 435 с.
- Лобач-Жученко С.Б., Чекулаев В.П., Байкова В.С. Эпохи и типы гранитообразования в докембрии Балтийского щита. Л.: Наука, 1974. 207 с.
- Саранчина Г.М. Петрология Вялимякской интрузии и связанное с нею рудопроявление // Изв. Карело-Финск. науч.-исслед. базы АН СССР. 1948. № 2. С. 32–42.
- Bohrson W.A., Spera F.J., Ghiorso M.S., Brown G.A., Creamer J.B., Mayfield A. Thermodynamic model for energy-constrained open-system evolution of crustal magma bodies undergoing simultaneous recharge, assimilation and crystallization: the Magma Chamber Simulator // J. Petrol. 2014. V. 55. P. 1685–1717.
- Ghiorso M.S., Gualda G.A.R. An H₂O-CO₂ mixed fluid saturation model compatible with rhyolite-MELTS // Contrib. Mineral. Petrol. 2015. V. 169. P. 1–30.
- Gualda G.A.R., Ghiorso M.S., Lemons R.V., Carley T.L. Rhyolite-MELTS: A modified calibration of MELTS optimized for silica-rich, fluid-bearing magmatic systems // J. Petrol. 2012. V. 53. P. 875–890.

3D МОДЕЛЬ ГЛУБИННОГО СТРОЕНИЯ ЗЕМНОЙ КОРЫ БЕЛОМОРЬЯ ПО КОМПЛЕКСУ ГЕОЛОГО-ГЕОФИЗИЧЕСКИХ ДАННЫХ

Бакунович Л.И.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, luba5_89@mail.ru

Предметом исследования является бассейн Белого моря и прилегающие территории. Расположенный в зоне сочленения двух крупных тектонических элементов Восточно-Европейского кратона Фенноскандинавского щита и Русской плиты, данный регион постоянно испытывает динамические нагрузки, вызванные продолжающимся поднятием Фенноскандинавского щита. Его первоначальные, сформировавшиеся в архее, структуры земной коры частично трансформировались в процессах протерозойского рифтогенеза и последующей тектономагматической активизации. Характерной особенностью региона являются проявления кимберлитового магматизма, месторождения алмазов и других полезных ископаемых.

Цель – составление на основе комплексного анализа геолого-геофизических данных модели земной коры региона Белого моря.

Моделирование проведено на основе известных данных инструментальных наблюдений и с использованием программного комплекса «Интегро». Современный инструмент моделирования программный комплекс «Интегро» разработан ВНИИгеосистем для решения прогнозно-диагностических задач и задач тематического районирования территорий (Черемисина и др., 2018). Комплекс автоматизирует решение прямых и обратных задач геофизики, позволяет оформлять цифровые карты, выполнять картографические привязки, проводить обработку, визуализацию и хранение 3D данных.

Интерпретацию геолого-геофизических данных ведут в рамках 2D и 3D моделей, использующих петрологические характеристики горных пород, такие как плотность и намагниченность. Для известных геолого-геофизических моделей земной коры Белого моря характерны недостаточная детальность, неполнота используемой информации, неравномерность покрытия участков и различия в локальных объемах используемых данных.

Моделирование литосферы региона опирается на результаты геофизических работ вдоль геотраверсов 3-АР, 1-ЕВ, КВАРЦ, АГАТ и др, сводные геолого-геофизические карты и схемы (Шаров и др., 2019). Геофизические исследования в Горле, Воронке, бассейне Белого моря методами МОВ ОГТ, МПВ, гравиметрии, магнитометрии, сейсмоакустического профилирования проведены ОАО «Морская арктическая геологоразведочная экспедиция» и ФГУП «Севморгео», а на прилегающих территориях суши – организациями «Севзапгеологии», «Спецгеофизика», «Центр Геон», «КНЦ РАН». В 2004 году ОАО МАГЭ выполнила 1700 км МОВ ОГТ на 11 профилях в бассейне Белого моря. (Шаров, 2017).

Методика моделирования включала выбор модели среды, ее геометрического каркаса, построение по сейсмическим профилям 2D плотностных моделей, переход к 3D плотностной модели земной коры региона (рис. 1). Геометрический каркас и модель среды выбирали, исходя из блочной структуры сейсмического профиля. Значения плотностей блоков, вычисленные по опорной скоростной модели, использовали в качестве начальных приближений. В рамках 2D плотностных моделей решали прямую задачу. Значения плотностей блоков выбранной структуры варьировали в заданных пределах, добиваясь минимума различий значений расчетного и профильного аномального гравитационного полей. При необходимости улучшить оптимизацию проводили дальнейшее разбиение блоков, вводя новые неоднородности, сдвигая границы блоков. 3D плотностную модель строили, решая обратную задачу гравиразведки.

3D плотностная модель использована для получения и визуализации границ слоев земной коры. На разрезах профилей отмечали координаты скоростных участков упругих волн. Полученные данные интерполировали в рамках 2D моделей, переносили на 3D модель, применяя

многоуровневую интерполяцию В-сплайнами. Проблемные участки пересечения поверхностей слоев корректировали, после чего интерполяцию данных повторяли. Уточненные сведения о строении земной коры под сейсмическими профилями благодаря 3D модели распространялись на всю земную кору региона.

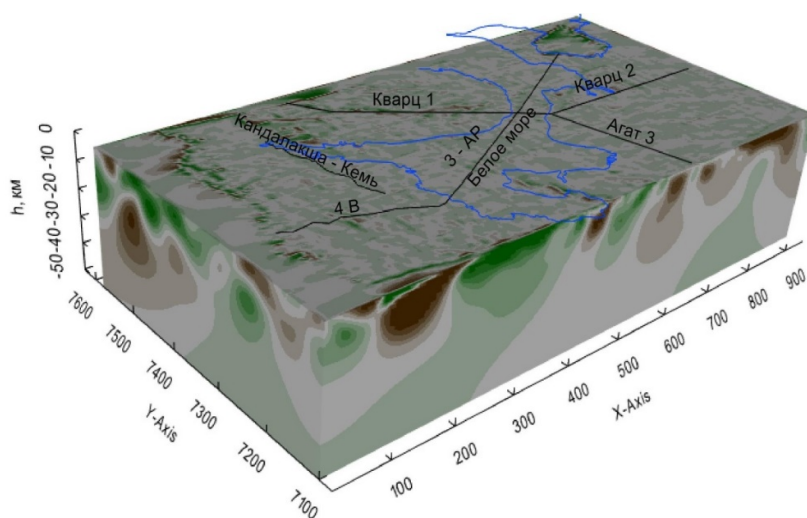


Рис. 1. Распределения плотностных неоднородностей в объеме земной коры Беломорского региона

Этапы построения и анализа 3D магнитной модели комплексом «Интегро» включали подготовку цифровой карты аномального магнитного поля региона, ее редукцию к полюсу, решение обратной задачи магниторазведки, получение вертикальных и горизонтальных разрезов модели, пересчет модельного аномального магнитного поля вверх, вычисление производных пересчитанного поля, латеральное оконтуривание источников положительных аномалий в горизонтальных разрезах модели.

Обратные задачи в пакете «Интегро» решают на трехмерной сетке методом регуляризации, используя усовершенствованные спектральные алгоритмы на основе быстрого преобразования Фурье (Приезжев, 2005). В нашей модели шаг сетки составлял 1 км по осям. Применяемые алгоритмы отличались высоким быстродействием, устраняли краевые эффекты, возникающие из-за латеральной ограниченности и отсутствия периодичности данных (рис. 2).

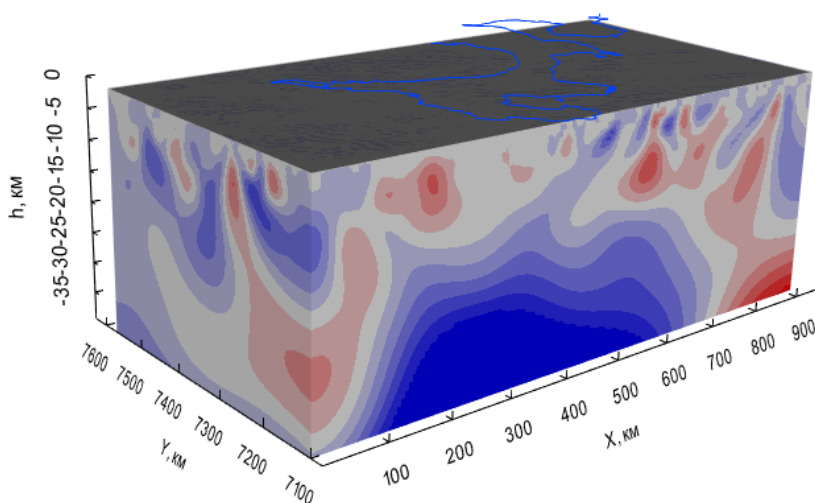


Рис. 2. Распределение относительной магнитной восприимчивости в объеме земной коры Беломорского региона

В результате полученные модели позволяют уточнить картину земной коры, получить новую информацию о глубинном строении региона и закономерностях его эволюции. Правильность полученных результатов оценивалась путем сравнения их с имеющимися геолого-геофизическими данными и построенными на их основе сложными моделями.

Работа выполнена в рамках темы НИР АААА-А18-118020290086-1 при финансовой поддержке РФФИ в рамках научного проекта № 21-35-90034 «Комплексирование геофизических методов для 2D и 3D моделирования земной коры Белого моря и прилегающих территорий».

Список литературы

Приезжев И.И. Построение распределений физических параметров среды по данным гравirazведки, магнитометрии // Геофизика. 2005. № 3. С. 46–51.

Черемисина Е.Н., Финкельштейн М.Я., Любимова А.В. ГИС INTEGR0 – импортозамещающий программно-технологический комплекс для решения геолого-геофизических задач // Геоинформатика. 2018. № 3. С. 8–17.

Шаров Н.В., Журавлев А.В. Строение земной коры Белого моря и прилегающих территорий. // Арктика: экология и экономика. 2019. № 3 (35). С. 62–72. DOI: 10.25283/2223-4594-2019-2-62-72.

Шаров Н.В. Литосфера по северной Европе по сейсмическим данным. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2017. 173 с.

РЕДКИЕ МИНЕРАЛЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ ЖОМАРТ

Бессмертный К.Н., Перова Е.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, kirillbessmertnyu@gmail.com

Месторождение Жомарт было открыто в 1945 году, в надежде решить дефицит марганца, который был необходим для нужд армии в те годы, в независимом Казахстане разрабатывалось на железо и марганец. В настоящее время оно законсервировано. Однако является интересным геологическим объектом, так как содержит в себе минеральные ассоциации интересных редких минералов. Месторождение находится в Карагандинской области Казахстана, к западу от г. Каражала и относится к Жайремскому рудному району. Район примечателен тем, что прослой железо-марганцевых руды пространственно сменяются свинцово-цинковыми (Брусницын и др., 2018)

Минералогическое изучение железо-марганцевых руд месторождения Жомарт было начато Марией Михайловной Каюповой 47 лет назад (Каюпова, 1974). Тогда на месторождении были описаны редкие арсенаты – саркинит, флинкит, тилазит. При применении современных методов исследования – рентгенофазового и микрофидракционного анализа, энерго-дисперсионного анализа, метода Рамановской спектроскопии, список минералов месторождения Жомарт расширился.

В настоящее время на месторождении диагностированы более 46 пороодообразующих и второстепенных минералов, 7 из которых отнесены нами к редким. Они принадлежат к классам арсенатов и ванадатов. Все диагностированные редкие минералы найдены в составе гаусманитовых руд месторождения в сходных минеральных ассоциациях.

Арсенаты

Самым распространенными арсенатами марганца на месторождении Жомарт являются саркинит и флинкит.

Саркинит $Mn_2^{2+}(AsO_4)(OH)$ встречается в гаусманитовых агрегатах, чаще в составе секущих прожилков в ассоциации с кутнагоритом, родохрозитом, фриделитом, тефроитом, марганцевыми гумитами и якобитом. Минерал формирует выделения 0.05–2 мм неправильной формы яркого желтого цвета. Диагностика минерала подтверждена рентгенофазовым и энерго-дисперсионным анализами. Химический состав минерала не содержит изоморфных примесей.

Флинкит $Mn_2^{2+}Mn^{3+}(AsO_4)(OH)_4$ является менее распространенным минералом, чем саркинит. Ассоциирует с саркинитом, родохрозитом, кутнагоритом и гаусманитом. Часто развивается как вторичный минерал по саркиниту.

Ретциан $Mn_2^{2+}(La, Ce, Md)(AsO_4)(OH)_4$ Минералы группы ретциана на месторождении Жомарт были впервые диагностированы нами. Встречается как в виде мелких зерен неправильной формы, так и в виде призматических игольчатых выделений размером от 1 до 10 мкм, иногда наблюдается в виде включений в свабите. Диагностика подтверждена методом микродифракции. Химический состав ретциана отвечает изоморфному ряду ретциан-(La) – ретциан-(Ce). Характерны значительные содержания кальция и небольшая примесь железа в позиции катиона, ванадий входит в состав анионного радикала (табл.)

Гаспарит-(La) $La(AsO_4)$, как новый минерал был найден на месторождении Ушкатын-III (Vereshchagin и др., 2019), входящего в состав Жайремского рудного узла, позднее также диагностирован на месторождении Жомарт в ассоциации со свабитом, якобитом, саркинитом и кутнагоритом. Формирует зерна 2–4 мкм неправильной формы. Химический состав представлен в табл. 1.

Свабит $Ca_5(AsO_4)_3$ – арсенат кальция из группы апатита. Встречается в виде крупнозернистых агрегатов неправильной формы в ассоциации с кальцитом, кутнагоритом, саркинитом, якобитом, тилазитом и гаспаритом.

Тилазит $CaMg(AsO_4)F$ является менее распространенным минералом, чем свабит. Ассоциирует со свабитом, якобитом, тефроитом, кальцитом и кутнагоритом. Химический состав почти не содержит изоморфных примесей (табл. 1).

Таблица 1. Химический состав (масс. %) и коэффициенты в формуле редких арсенатов и ванадатов марганцевых руд месторождения Жомарт

Элементы	1	2	3	4	5	6	7	8
P ₂ O ₅	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
V ₂ O ₅	0.00	6.62	0.00	0.00	0.00	0.00	21.86	22.17
As ₂ O ₅	40.47	38.45	23.36	26.61	44.89	45.83	1.99	3.09
SiO ₂	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
CaO	4.42	4.68	10.13	2.67	24.69	25.21	2.27	0.00
FeO	0.00	0.00	1.30	1.10	0.00	0.00	0.00	0.00
MnO	0.36	0.68	23.42	29.73	0.00	0.00	17.17	16.92
MgO	0.00	0.00	0.00	0.00	19.92	19.72	0.00	0.00
PbO	0.00	0.00	6.39	8.02	0.00	0.00	56.45	56.42
Y ₂ O ₃	0.00	0.00	0.95	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
La ₂ O ₃	22.45	36.18	5.72	9.87	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce ₂ O ₃	20.72	12.41	8.24	5.99	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd ₂ O ₃	0.00	2.38	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	8.36	8.37	0.00	0.00
Сумма	88.42	99.02	82.57	87.10	89.50	90.76	99.74	101.77
Коэффициенты в формуле								
	1	2	3	4	5	6	7	8
La	0.39	0.55	0.16	0.28	0.00	0.00	0.00	0.00
Ce	0.36	0.19	0.23	0.17	0.00	0.00	0.00	0.00
Nd	0.00	0.03	0.08	0.09	0.00	0.00	0.00	0.00
Y	0.00	0.00	0.04	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Ca	0.23	0.21	0.83	0.22	0.95	0.96	0.15	0.22
Mn	0.01	0.02	1.51	1.94	0.00	0.00	0.91	0.84
Mg	0.00	0.00	0.00	0.00	1.07	1.05	0.00	0.00
Fe	0.00	0.00	0.08	0.07	0.00	0.00	0.00	0.00
Pb	0.00	0.00	0.13	0.17	0.00	0.00	0.95	0.92
Сумма	0.99	1.00	3.07	2.93	2.02	2.01	2.02	2.00
As	1.01	0.82	0.89	0.91	0.98	0.99	0.08	0.11
V	0.00	0.18	0.09	0.08	0.00	0.00	0.91	0.81
P	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Si	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00	0.00
Сумма	1.01	1.00	0.93	1.07	0.98	0.99	0.99	1.00
F	0.00	0.00	0.00	0.00	0.95	0.94	0.00	0.00

Примечание: 1, 2 – гаспарит-(La); 3 – ретциан-(Ce); 4 – ретциан-(La); 5, 6 – тилазит; 7, 8 – пиробелонит

Ванадаты

Пиробелонит $PbMn^{2+}(VO_4)(OH)$ встречается в виде зёрен неправильной формы и призматических таблитчатых выделений в ассоциации с саркинитом, флинкитом, марганцевыми гуммитами и кутнагоритом.

Подводя итог, можно сказать, что уникальная геологическая обстановка Жайремского рудного узла и редкая совместная локализация марганцевых и свинцово-цинковых руд позволяют предположить, что дальнейшее изучение марганцевых пород позволит выявить диагностировать и другие редкие минералы.

Работа была выполнена в ресурсных центрах СПбГУ: РЦ СПбГУ Микроскопии и микроанализа, Геомодель и Рентгенодифракционных методов исследования.

Список литературы

Vereshchagin, O.S., Britvin, S.N., Perova, E.N., Brusnitsyn, A.I., Polekhovsky, Y.S., Shilovskikh, V.V., Bocharov, V.N., Burgt, A. Van Der, Cuchet, S., Meisser, N. Gasparite-(La), La(AsO₄), a new mineral from Mn ores of the Ushkatyn-III deposit, Central Kazakhstan, and metamorphic rocks of the Wannli glacier, Switzerland // Am. Mineral. 2019. V. 104, P. 1469–1480. <https://doi.org/10.2138/am-2019-7028>

Брусницын А.И., Перова Е.Н., Верецагин О.С., Летникова Е.Ф., Школьник С.И., Иванов А.В. Барит-свинцово-цинковые и железо-марганцевые месторождения Жайремского рудного узла: геологическая экскурсия в Центральный Казахстан // Минералогия. 2018. Т. 4. С. 82–92.

Каюпова М.М. Минералогия железных и марганцевых руд Западного Атасу (Центральный Казахстан). Наука, 1974. 232 с.

ВЛИЯНИЕ СООТНОШЕНИЯ $H_2O:CO_2$ ВО ФЛЮИДЕ И АКТИВНОСТИ ВОДЫ НА УСТОЙЧИВОСТЬ СТАВРОЛИТОВЫХ ПАРАГЕНЕЗИСОВ

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

¹Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Россия, jenyaborisova98@gmail.com

²Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, Россия

Ставролит $(Fe^{2+}Mg,Zn)_2Al_2[(Si,Al)O_4]_4O_4[OH]_2$ является типичным среднетемпературным метаморфическим минералом высокоглиноземистых пород. Существует проблема, связанная с несоответствием его РТ-полей устойчивости, получаемых экспериментально и выявляемых эмпирическим путем при изучении реальных минеральных парагенезисов. Эксперименты, проведенные для системы $Fe-St + Qtz = Alm + Sil + H_2O$ (Durtow, Holdaway, 1989), определили верхние границы термической устойчивости Fe-ставролита в 643–658 °С (3.25 кбар) и 673–688 °С (5 кбар), что противоречит природным наблюдениям: граница устойчивости ставролита в экспериментах должна быть, как минимум, на ~50 °С ниже. Ранее об этой проблеме писали (Pigage, Greenwood, 1982), касаясь термобарометрии и оценки фугитивности воды, они отметили, что экспериментальные данные реакции $Fe-St + Qtz$ не согласуются с $Grt-Bt-Ky-Sil$ равновесием с разницей в более 100 °С.

Чаще всего предполагают (Richardson, 1968; Pigage, Greenwood, 1982; Durtow, Holdaway, 1989; Fockenberg, 1995, 1998 и др.), что причиной расхождений между природными наблюдениями и экспериментальными данными являются некие кристаллохимические особенности ставролитов как лабораторно выращенных, так и природных. Высказываются предположения, что устойчивость ставролита зависит от наличия и распределения ОН-групп в нем (напр., Donnay, Gabrielle, 1983). Прямая корреляция между величиной энтальпии Mg-ставролита и содержанием в нем Н выявлена экспериментально (Grevel et al., 2002). Сложная зависимость содержания Н от величины давления и температуры выявлена и для Fe-ставролитов (Holdaway, Mukhopadhyay, 1995). Авторы связывают расхождения между экспериментальными и природными данными о РТ-топологии реакций со ставролитами ввиду разного содержания Н в ставролитах, используемых в экспериментах.

Тем не менее, в экспериментах температурная устойчивость ставролитов всегда оказывается выше по сравнению с наблюдаемыми в природе. Мы предполагаем, что указанные выше расхождения зависят, главным образом, от того, что состав и, соответственно, активности компонентов флюида, в экспериментах отличались от природных.

Влияние содержания воды в системе на устойчивость ставролита рассмотрено в работе (Garcia-Casco et al., 2003). Путем плавления метапелитов при $T = 650-775$ °С, $P = 6-14$ кбар и 10 вес. % H_2O в экспериментах стабильно образовывался ставролит, в то время как при отсутствии воды ($T = 700-850$ °С, $P = 4-10$ кбар) он появлялся спорадически. Этот вывод ставит под сомнение предложение, высказанное ранее (Thompson, Connolly, 1995; Spear et al., 1999) о том, что из парагенезиса $St + Ms + Qtz$ в сухих условиях продуцируется расплав (мигматиты).

Ввиду того, что эксперименты проводились с использованием чистого водного флюида, хотя в природе состав флюидов более сложный, например $H_2O-CO_2+(Na,K)Cl$, необходимо было оценить влияния состава флюида (и активности его компонентов) на устойчивость ставролита в метаморфических породах. Для этого мы провели компьютерное моделирование минералообразования при разных исходных составах метаморфического флюида.

Использовалось компьютерное моделирование фазовых равновесий, основанное на минимизации энергии Гиббса, в программе PERPLEX v. 6.88 и v. 6.90 (Connolly, 1990–2020 г.) с базой термодинамических данных минералов и твердых растворов: Bt, Pl, Amph, Chl, Grt, Sp, Opx, Ms, Cld, St, Crd, Ilm в системе MnNCKFMASH ($MnO-Na_2O-CaO-K_2O-FeO-MgO-Al_2O_3-SiO_2-H_2O-CO_2$) hp02ver (Holland, Powell, 2011).

Список литературы

- Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В.* и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: СПбГУ, 2000. 198 с.
- Chopin C., Goffe B., Ungaretti L., Oberti R.* Magnesio-staurolite and zinco-staurolite: mineral description with a petrogenetic and crystal-chemical update // *Eur. J. Mineral.* 2003. V. 15. P. 167–176.
- Connolly J.A.* Multivariable phase-diagrams – an algorithm based on generalized thermodynamics // *Amer. J. Sci.* 1990. V. 90. P. 666–718.
- Donnay J.D., Gabrielle D.* The staurolite story // *Miner. Petrol.* 1983. V. 31. № 1. P. 1–15.
- Dutrow, B.L., Holdaway, M.J.* Experimental determination of the upper thermal stability of Fe-staurolite + quartz at medium pressures // *J. of Petrol.* 1989. V. 30. P. 229–248.
- Fockenberg T.* Synthesis and chemical variability of Mg-staurolite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O as a function of water pressure // *Eur. J. of Mineral.* 1995. V. 7. P. 1373–1380.
- Fockenberg T.* An experimental investigation on the P-T stability of Mg-staurolite in the system MgO-Al₂O₃-SiO₂-H₂O // *Contrib. Mineral. Petrol.* 1998. V. 130. P. 187–198.
- Garcia-Casco A., Haissen F., Castro A., El-Hmidi H.* Synthesis of staurolite in melting experiments of a natural metapelite: Consequences for the phase relations in low-temperature pelitic migmatites // *J. of Petrol.*, 2003. V. 44. № 10. P. 1727–1757.
- Grevel K.-D., Navrotsky A., Fockenberg T., Majzlan J.* The enthalpy of formation and internally consistent thermodynamic data of Mg-staurolite // *Amer. Mineral.*, 2002. V. 87. № 4. P. 397–404.
- Holdaway M.J., Mukhopadhyay B.* Thermodynamic properties of stoichiometric staurolites H₂Fe₄Al₁₈Si₈O₄₈ and H₆Fe₂Al₁₈Si₈O₄₈ // *Amer. Mineral.* 1995. V. 80. P. 520–533.
- 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 // *J. Metamorph. Geol.* 2011. V. 29. P. 333–383.
- Pigage L.C., Greenwood H.J.* Internally consistent estimates of pressure and temperature, the staurolite problem // *Amer. J. Sci.* 1982. V. 282. P. 943–969.
- Richardson S.W.* Staurolite stability in a part of the system Fe–Al–Si–O–H // *J. of Petrol.* 1968. V. 9. P. 467–488.
- Spear F.S., Kohn M.J., Cheney J.T.* P–T paths from anatectic pelites // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 1999. V. 134. P. 17–32.
- Thompson A.B., Connolly J.A.D.* Melting of the continental crust: some thermal and petrological constraints on anatexis in continental collision zones and other tectonic settings // *J. Geophys. Res.: Solid Earth.* 1995. V. 100. P. 15565–15579.

ВОЗМОЖНОСТЬ ИСПОЛЬЗОВАНИЯ ТВЕРДЫХ ОТХОДОВ КАЛИЙНОЙ ПРОМЫШЛЕННОСТИ В ТЕХНОЛОГИЯХ СИЛИКАТНЫХ МАТЕРИАЛОВ

Вафина М.С.

АО «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых»,
Казань, vak33andrei@yandex.ru

Месторождения калийно-магниевого порода хлоридной ветви седиментации Предуралья, наряду с полезным компонентом, содержат большое количество галопелитового вещества (до 18 %). При разработке таких месторождений шахтным или скважинным способами в качестве отхода после флотационного и галургического передела остается большое количество галопелитового материала в виде нерастворимого остатка. Эти твердые отходы хранятся в солеотвалах в пределах территорий добычных компаний, которые зачастую расположены в населенных пунктах. Стоки и фильтраты из солеотвалов и шламохранилищ являются основными источниками загрязнения окружающей среды. Размещение солеотвалов и шламохранилищ создают угрозу источникам хозяйственно-бытового водоснабжения, засоления почв и сокращения площадей сельскохозяйственных угодий и т. п. (Лискова, 2017).

Твердые отходы горно-обогатительных предприятий представлены каменной солью, нерастворимым остатком и небольшим количеством сильвина. По минеральному составу нерастворимый остаток представлен ангидритом (CaSO_4), реже карбонатами кальция и магния и кластическими минералами: кварц (SiO_2), полевым шпат ($[\text{Na}(\text{K}, \text{Ca})\text{AlSi}_3\text{O}_8]$), слоистые алюмосиликаты ($\text{K}_{-1}\text{Al}_2[(\text{Si}, \text{Al})_2\text{O}_{10}] \cdot [\text{OH}_2] \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (Баяндина, Кудряшов, 2015).

Цель работы: изучение возможности применения нерастворимого остатка соляных пород в качестве сырья для получения силикатных материалов.

Объект исследования – нерастворимый остаток (далее Н.О.) соляных пород Предуралья и глина Ключищенского месторождения Республики Татарстан.

Экспериментальные исследования проводили на керамических образцах, изготовленных из глины с добавкой Н.О. в количестве 25, 50, 75 и 100 % способом пластического формования. Образцы обжигали при условиях: $T = 950 \text{ }^\circ\text{C}$, скорость подъема $w = 2^0/\text{мин}$, выдержка $\tau = 3$ часа, с последующим определением физико-механических свойств. Результаты экспериментов представлены в табл. 1.

Таблица 1. Характеристики керамических образцов, обожженных при температуре 950 °С

Состав (глина:Н.О.), % масс.	Усадка воздушная, %	Усадка полная, %	Средняя плотность, г/см ³	Водопоглощение, %	Предел прочности на сжатие, МПа
100:0	7.50	8.49	1.89	14.95	29.01
75:25	6.78	7.74	1.78	18.43	23.00
50:50	5.83	6.67	1.72	19.41	19.40
25:75	5.33	6.25	1.62	24.86	10.08
0:100	5.00	5.83	1.53	27.31	8.33

После обжига целостность образцов не была нарушена, на поверхности не наблюдалось трещин, посечек и вспучивания. Образцы имели равномерную окраску.

По результатам табл. 1 видно, что с увеличением содержания Н.О. усадка изделий понижается в 1.5 раза. Объясняется это исходным минеральным составом Н.О., а именно низким содержанием глинистых минералов и повышенным содержанием ангидрита и полевых шпатов по сравнению с глиной.

Параметр водопоглощения возрастает с увеличением содержания нерастворимого остатка. Такое поведение обусловлено введением наименее плотного компонента как нерастворимый остаток, насыпная плотность которого меньше глины в 1.5 раза. Также в своем составе он

содержит такие минералы как слюда, доломит, магнезит, кальцит и органические соединения. В ходе обжига минералы разлагаются на летучие соединения, оставляя на своем месте поры, каналы, поэтому с увеличением содержания Н.О. увеличивается и водопоглощение. С увеличением добавки Н.О. средняя плотность уменьшается с 1.89 до 1.53 г/см³; водопоглощение возрастает в 1.8 раз с 14.95 до 27.31 %.

Предел прочности глины без добавок составляет 29.01 МПа, поэтому в соответствии с ГОСТ 530-2012 полученным керамическим изделиям присваивается марка М 250. Добавка Н.О. снижает прочность в 3.5 раза с 29.01 МПа до 8.33 МПа. Это связано, в первую очередь с низкой температурой спекания и незначительным содержанием химически активного SiO₂, необходимого для образования силикатов кальция.

Исходя из результатов проведенного исследования для получения качественных силикатных материалов с модифицирующей добавкой в виде нерастворимого остатка, необходимыми условиями являются: массовые соотношения (Г:Н.О.) = (50:50) и обжиг при температуре более 1100 °С. Ввиду обратной зависимости прочность-теплопроводность, наблюдается понижение марочности кирпича, при выбранном составе с М250 до М200. Внешний вид изделий достаточно привлекательный, изделия состава 50:50 имеют однородный светло-оранжевый цвет, они не имеют дефектов, в них присутствуют редкие единичные светлые включения (полевые шпаты) размером менее 0.5 мм, изделия осыпаются кирпичной пылью при потирании поверхности.

В работе показана возможность применения отходов калийной промышленности для получения керамических изделий с улучшенными теплотехническими характеристиками и эстетико-декоративными свойствами. Дальнейшие исследования могут быть продолжены с подбором оптимального состава шихты и температурного режима для повышения прочностных характеристик.

Список литературы

Лискова М.Ю. Негативное воздействие, оказываемое на окружающую среду предприятиями по добыче и обогащению калийно-магниевых солей // Вестник ПНИПУ. Геология, Нефтегазовое и горное дело. 2017. Т. 16. № 1. С. 82–88.

Баяндина Э.О., Кудряшов А.И. Нерастворимый остаток солей Верхнекамского месторождения. Пермь, 2015. 102 с.

ФЛЮИДНЫЙ РЕЖИМ ФОРМИРОВАНИЯ ПОРОД МЕЙЕРСКОЙ ТЕКТОНИЧЕСКОЙ ЗОНЫ СЕВЕРНОГО ПРИЛАДОЖЬЯ (ЮЖНАЯ КАРЕЛИЯ)

Вивдич Э.С.¹, Балтыбаев Ш.К.²

¹ Федеральное государственное бюджетное образовательное учреждение высшего образования
«Санкт-Петербургский горный университет», Санкт-Петербург, emily.vivdich@yandex.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

В Северном Приладожье (рис. 1) толщи палеопротерозойского Свекофеннского подвижного пояса и архейского Карельского кратона стыкуются по Мейерской надвиговой зоне (МНЗ), которая прослежена в субширотном в современных координатах направлении на ~40 км при ширине ~20 км и мощности 6–8 км (Балтыбаев и др., 1996; 2000). Структурной особенностью МНЗ является пологое залегание метаморфической полосчатости, сланцеватости и линейности. Плоскость сместителя МНЗ имеет пологое (20–30°) падение на юг. Ориентировка линейности отражает субмеридиональное растяжение пород во время тектонического движения.

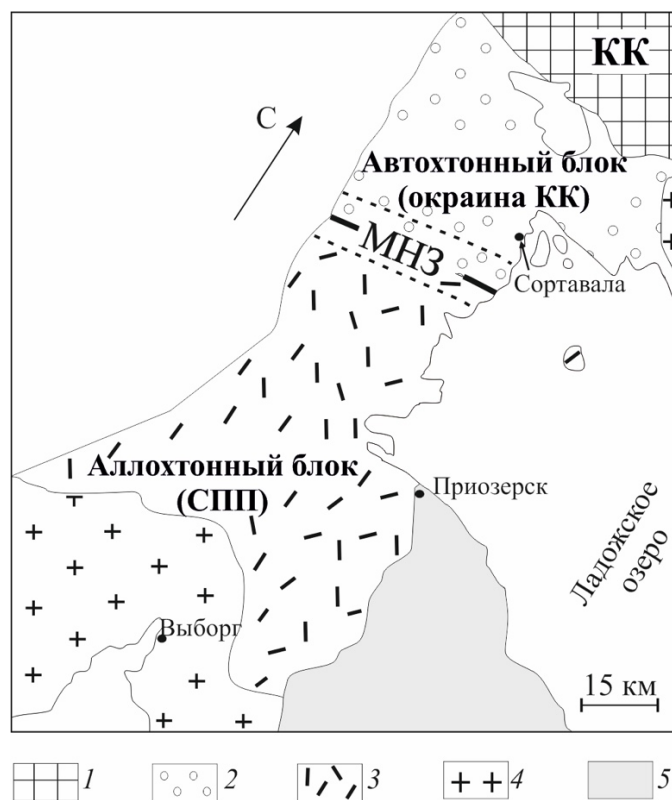


Рис. 1. Схема геологического строения зоны сочленения пород Свекофеннского подвижного пояса (СПП) и Карельского кратона (КК) в Северном Приладожье (Балтыбаев, Вивдич, 2021).

Условные обозначения: 1 – архейский фундамент; 2, 3 – палеопротерозойские сланцы и гнейсы (2 – слабо-метаморфизованные, 3 – сильно-метаморфизованные и мигматизированные); 4 – граниты-рапакивы; 5 – рифейские породы

В аллохтонном (южная часть) и автохтонном (северная часть) блоках МНЗ широко распространены гнейсы с гранат-биотитовыми и гранат-биотит-мусковитовыми парагенезисами. С ними встречаются кварц и плагиоклаз, иногда калиевый полевой шпат, кордиерит, силлиманит, амфиболы, хлорит и ряд других минералов. В аллохтонном блоке, где уровень метаморфизма доходил до гранулитовой ступени, практически все породы превращены в полосчатые, сетчатые

мигматиты с разным соотношением фельзических и мафических минералов. В автохтонном блоке, относительно менее метаморфизованном, мигматизация проявлена весьма слабо.

Геотермобарометрия пород аллохтонного и автохтонного блоков вблизи шовной зоны надвига позволила выявить РТ-тренд изменения давления и температуры «против часовой стрелки» (Вивдич, Балтыбаев, 2020). Одновременно с этим изменением термического и барического режимов происходила смена минерального состава метаморфических и метаинтрузивных пород. При такой смене преимущественно развивались низкотемпературные минералы.

Особенность РТ-тренда метаморфизма пород МНЗ в том, что со снижением температуры сначала происходит рост, а затем уменьшение общего давления. Такая траектория РТ-развития пород отражает стадийность тектонотермальных процессов в зоне тектонического надвигания протерозойского блока на архейский. Петрографические наблюдения также показывают, что минеральные преобразования происходили стадийно и при активном участии флюида.

Для определения флюидного режима и величины активности воды при метаморфизме пород МНЗ было выполнено моделирование минералообразования.

С помощью компьютерной программы TWQ (Berman, 1991; Berman, Aranovich, 1996) были построены РТ-диаграммы и диаграммы зависимости активности H_2O во флюиде от температуры (рис. 2, 3). Совместно представленные графики иллюстрируют следующую закономерность: уменьшение значений давления сопровождается повышением активности воды во флюиде. Согласно оценкам по минеральным реакциям с участием H_2O , активность последней составляла 0.20–0.30 для большинства исследуемых образцов, содержащих гранат-биотитовые парагенезисы.

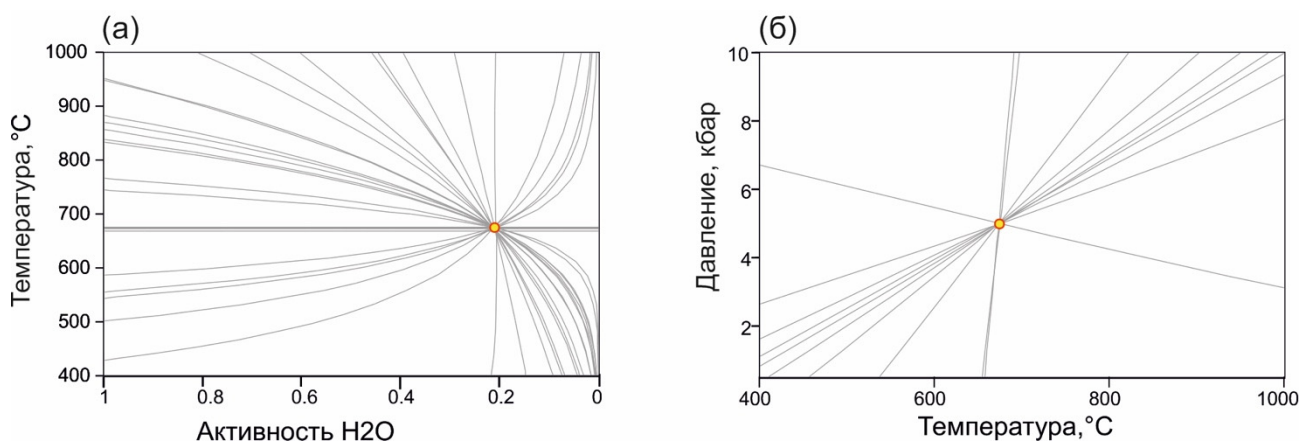


Рис. 2. Оценка активности H_2O в водно-углекислотном флюиде (а) и РТ-оценка (б) формирования гранат-биотит-плагиоклазового парагенезиса для образца Б-20-466

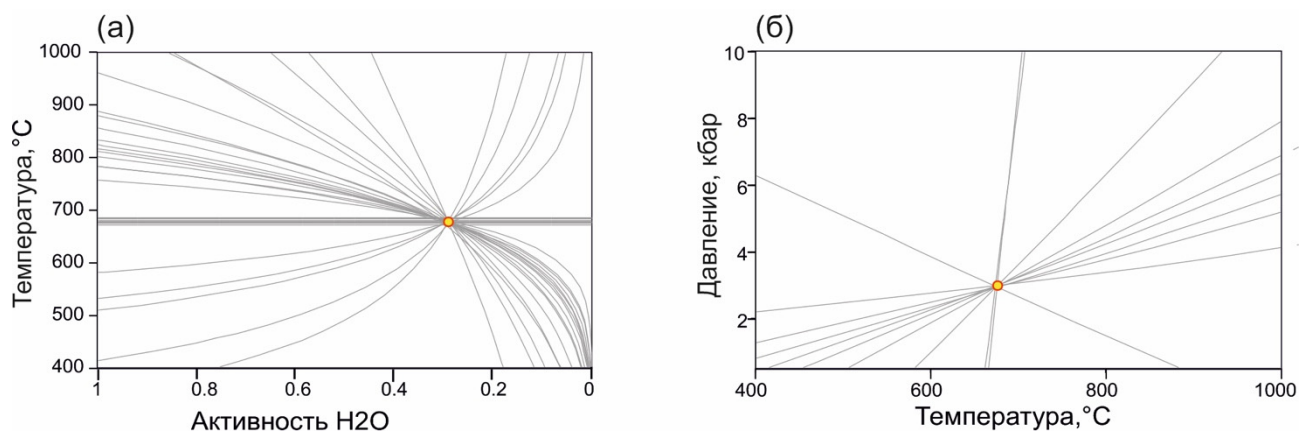


Рис. 3. Оценка активности H_2O в водно-углекислотном флюиде (а) и РТ-оценка (б) формирования гранат-биотит-плагиоклазового парагенезиса для образца Б-20-417

Для гранат-двуслюдяных парагенезисов характерны повышенные (до 0.4) значения активности H_2O . Необходимо отметить, что такие парагенезисы чаще показывают отклонение от термодинамического равновесия между минералами, как это следует по рассчитанным диаграммам мультиравновесных реакций, на которых наблюдается большой разброс положений линий минеральных реакций.

Таким образом, одновременно с изменением внешних условий метаморфизма происходило изменение минерального состава метаморфических и метаинтрузивных пород МНЗ: первичные метаморфические или магматические минеральные парагенезисы замещались низкотемпературными водосодержащими минералами (амфиболом, биотитом, мусковитом), появился более кислый плагиоклаз (ап 23-40), калиевый полевой шпат, кварц. При многостадийном развитии пород происходит изменение флюидного режима, в частности – повышение активности воды при формировании двуслюдяных парагенезисов. Следует отметить, что изменение активности воды может быть связано не только с изменением отношения H_2O к CO_2 в метаморфическом флюиде, но и воздействием растворенных во флюиде солей (NaCl, KCl и т. п.). О существенной роли ионов K^+ и Na^+ свидетельствует минералообразование в виде биотитизации, мусковитизации, хлоритизации и калишпатизации по первичным высокотемпературным ассоциациям. Происходит также процесс дегранатизации с разложением его на биотит и кислый плагиоклаз. Характерная для пород региона минеральная реакция $Gr_t + H_2O + K^+ + Na^+ \Rightarrow Vt + Pl$, имеющая широкое распространение на территории МНЗ, является ярким примером повышения потенциалов воды и щелочей.

Список литературы

Балтыбаев Ш.К., Глебовицкий В.А., Козырева И.В. и др. Геология и петрология свекофеннид Приладожья. СПб.: Изд-во СПбГУ, 2000. С. 200.

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 // ДАН. 1996. Т. 348. № 3. С. 353–356.

Балтыбаев Ш.К., Вивдич Э.С. Эволюция Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья (Республика Карелия, Северо-Запад России): РТ-условия формирования минеральных парагенезисов и геодинамические реконструкции // Геотектоника. 2021. Т. 225. № 4. С. 73–87.

Вивдич Э.С., Балтыбаев Ш.К. Поздняя стадия развития Мейерской надвиговой зоны Северного Приладожья: реставрация РТ-условий по данным изучения минеральных парагенезисов и гранат-биотитовой-(мусковит)-плагиоклаз-кварцевой геотермобарометрии // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца (Санкт-Петербург, 5–9 октября 2020 г). Санкт-Петербург: 2020. С. 49–53.

Berman R.G. Thermobarometry using multiequilibrium calculations: a new technique with petrologic applications // Can. Mineral. 1991. V. 32. P. 833–855.

Berman R.G., Aranovich L.Y. 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 // Contrib. Mineral. Petrol. 1996. V. 126. P. 1–24.

Kretz R. Symbols for rock-forming minerals // American Mineralogist. 1983. V. 68. P. 277–279.

ПЕТРОЛОГО-ГЕОХИМИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА ВУЛКАНИТОВ ТАНЬЮСКОЙ ПОДСВИТЫ ($S_1-D_1mu_1$) ХРЕБТА МАЛЫЙ УРАЛ

Вовчина Т.А.

Институт геологии ФИЦ Коми НЦ Уральского отделения РАН, Сыктывкар, *ta_kaneva@mail.ru*

В пределах хребта Малый Урал (Малоуральская зона Полярного Урала) по условиям обнаженности и особенностям строения геологических разрезов выделяются 3 района (с севера на юг): Ханмейшорский, Усть-Конгорский, Таньюско-Тыкотловский, разнообразные вулканогенно-осадочные и интрузивные породы которых объединены в одно целое – вулканоплутонический пояс. Формационно комплексы относятся к Малоуральской палеоостроводужной системе.

Весь вулканогенно-осадочный комплекс Таньюско-Тыкотловского района подразделяется на войкарскую, малоуральскую и дзоля-варчатинскую свиты.

Малоуральская свита (S_1-D_1mu) отражает единый крупный осадочно-вулканогенный цикл развития Малоуральской островной дуги. Все субвулканические образования этого цикла объединяются в составе малоуральского дацит-андезитового вулканического комплекса, а эффузивные фации этого комплекса выделяются в качестве малоуральской свиты. По этапности развития в составе последней выделяются две подсвиты – нижняя (таньюская) и верхняя (варчатинская).

Нами детально изучены и описаны отложения таньюской подсвиты ($S_1-D_1mu_1$) на северных склонах вершин с абсолютными отметками 236.0 и 152.3 м на правом берегу р. Танью и южной части горы с отметкой 295.8 м (Третья рудная горка) по руч. Элькошор (Таньюско-Тыкотловский район). Целью данной работы является выяснение характера разреза, особенностей петрографического состава и химизма таньюской подсвиты, а также установление места формирования этих пород в разрезе Малоуральской палеоостроводужной системы.

Таньюская подсвита имеет северо-восточное простирание с погружением на юго-восток под углами от 30° до 40° . Следовательно, породы по р. Танью слагают нижнюю, а породы по руч. Элькошор верхнюю части подсвиты. Отложения таньюской подсвиты представлены чередованием эффузивных пород (базальты, андезибазальты, андезиты) и их кристалло- и литокластических туфов андезибазальтового и андезитового составов. Туфы составляют серию взаимопереходов от тонкозернистых псаммитовых разновидностей до средне- и грубозернистых псефитовых. Они имеют отчетливую слоистость и характеризуются полосчатостью, хотя в целом стратификация толщи грубая и неравномерная. Породы подвержены метаморфизму (фация зеленых сланцев).

На данный момент возраст таньюской подсвиты установлен однозначно как по палеонтологическим данным, так и определен U-Pb возраст индивидуальных кристаллов цирконов из андезитов на р. Танью (район Третьей рудной горки) (SHRIMP II, ЦИИ ВСЕГЕИ) на уровне 393.9 ± 5.7 млн лет (Ремизов др., 2009). По совокупности данных возраст таньюской подсвиты принимается в интервале раннего силура (венлок) – раннего девона (эмс).

Мощность подсвиты более 1500–2000 метров.

По химическому составу вулканические и вулканомиктовые породы таньюской подсвиты относятся к ряду нормальной щелочности (Na, реже K-Na тип щелочности) и соответствуют андезибазальтам и андезитам, реже – базальтам толеитовой и известково-щелочной серий. Они характеризуются низким содержанием TiO_2 (0.48–0.79 %) и значительными вариациями концентраций FeO (2.60–5.65 %), MgO (1.72–6.90 %), Na_2O (0.79–3.75 %), K_2O (0.38–0.80 %) (табл. 1).

Суммарное содержание РЗЭ в вулканитах таньюской подсвиты составляет 24–47 г/т (Соболев и др., 2017). В андезибазальтах отмечается слабое обогащение легкими РЗЭ относительно тяжелых ($La_n/Yb_n - 1.52-2.90$) при слабом обогащении легкими РЗЭ относительно средних

($La_n/Sm_n = 1.23-1.83$) и близкими содержаниями средних и тяжелых РЗЭ ($Dy_n/Yb_n = 0.97-1.05$). Породы характеризуются повышенным относительно среднего состава NMORB содержанием крупноионных элементов (Cs, Rb, Pb, Sr), Th и U при близком содержании легких РЗЭ (La, Ce, Pr, Nd) и пониженных концентрациях некоторых высокозарядных элементов (Zr, Y, Ta, Nb, Sm, Eu, Dy, Yb, Lu). Особенно хорошо проявлены отдельные максимумы по Pb, K и Sr и минимумы по Ta и Nb. По химическому составу породы таныюской подсвиты близки к островодужным вулканитам. Большая обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых, наличие более четкого Nb минимума и Pb максимума в вулканитах свидетельствуют о том, что они могли быть сформированы в обстановке более зрелой островной дуги.

Таблица 1. Химические составы (мас. %) и петрохимические характеристики пород таныюской подсвиты

№ обр.	К 17/11	К 18/11	К 19/11	К 22/11	К 23/11	S 39/11	S 40/11	S 42/11
SiO ₂	53.67	52.7	57.9	55.11	49.45	54.36	56.5	61.86
TiO ₂	0.7	0.77	0.48	0.64	0.79	0.51	0.53	0.66
Al ₂ O ₃	14.62	15.89	15	15.28	16.76	16.31	16.9	16.12
Fe ₂ O ₃	4.39	3.72	2.62	3.23	4.1	3.25	3.93	3.98
FeO	5.65	5.36	4.87	5.25	5.69	5.52	3.83	2.6
MnO	0.19	0.19	0.14	0.17	0.19	0.18	0.16	0.14
MgO	5.7	4.82	4.33	4.47	6.9	6.13	4.4	1.72
CaO	9.83	11.13	9.03	10.1	10.54	8.58	7.7	8.84
Na ₂ O	3.07	3.15	3.38	3.75	2.66	2.5	2.89	0.79
K ₂ O	0.54	0.69	0.75	0.38	0.59	0.69	0.72	0.8
P ₂ O ₅	0.11	0.21	0.15	0.11	0.14	0.11	0.13	0.23
ППП	1.54	1.38	1.35	1.52	2.2	1.88	1.97	2.14
Сумма	100	100	100	100	100	100	100	100
Na ₂ O/K ₂ O	5.69	4.57	4.51	9.87	4.51	3.62	4.01	0.99
al'	0.93	1.14	1.27	1.18	1	1.09	1.39	1.94
f'	16.44	14.67	12.3	13.59	17.48	15.41	12.69	8.96
Кф	63.79	65.32	63.37	65.48	58.66	58.86	63.82	79.28

Примечание: К 17/11, К 18/11, S 39/11 – андезибазальты; К 19/11 – кристаллокластический туф андезитового состава; К 22/11 – базальт; К 23/11 – кристаллокластический туф андезибазальтового состава; S 40/11 – литокристаллокластический туф андезибазальтового состава; S 42/11 – андезит; al' – глиноземистость; f' – железистость; Кф – коэффициент фракционирования.

Таким образом, исследованные вулканиты таныюской подсвиты формировались в островодужной геодинамической обстановке. Вероятно, они являются тыловой частью Малоуральской палеоостроводужной системы, о чем свидетельствуют некоторые особенности химизма пород: повышенное содержание K₂O, Ba и Sr, большая обогащенность легкими РЗЭ относительно тяжелых, наличие более четкого Nb минимума и Pb максимума в вулканитах.

Работа осуществлялась в рамках темы НИР «Литосфера северо-востока Европейской платформы и севера Урала: вещественно-структурная эволюция, корреляция геологических событий, геодинамика, геохронология». ГР № АААА-А17-117121270035-0.

Список литературы

Соболев И.Д., Соболева А.А., Удоратина О.В., Канева Т.А., Куликова К.В., Викентьев И.В., Хубанов В.Б., Буянтуев М.Д., Хоуриган Дж. Первые результаты U-Pb (LA-ICP-MS) датирования детритовых цирконов из палеозойских островодужных обломочных пород Полярного Урала // Бюлл МОИП. 2017. Т. 92. Вып. 4. С. 3–26.

Ремизов Д.Н., Григорьев С.И., Петров С.Ю. и др. Магматизм Малоуральской островной дуги (Полярный Урал) // Геология и минеральные ресурсы европейского северо-востока России. Мат-лы XV геол. съезда Республики Коми. Сыктывкар: Геопринт, 2009. С. 322–324.

МОДЕЛЬНЫЙ РАСЧЕТ ИЗОТОПНОГО СОСТАВА СТРОНЦИЯ НА ОСНОВЕ ИЗУЧЕНИЯ ИХ ВОДОСБОРНЫХ БАССЕЙНОВ КАСПИЙСКОГО И АЗОВСКОГО МОРЕЙ

Гаврилова А.А., Стативко В.С.

Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, gavyusha.dipsi@mail.ru

Стронций высвобождается в результате выветривания из коренных пород и переносится в почвы, грунтовые и поверхностные воды. Таким образом, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в водных объектах варьирует в зависимости от различного геологического состава размываемых пород (Кузнецов и др., 2014, 2018). Знание об изотопно-геохимическом составе конечного водоема позволяет реконструировать состав размываемых пород в пределах водосборного бассейнов, что является ключом для проведения палеогеографических реконструкций. Величина отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ представляет наибольший интерес для геологических и палеогеографических исследований как морских, так и континентальных бассейнов.

Основной целью работы является оценка влияния различных литотипов размываемых пород на отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ вод в водосборном бассейне Каспийского и Азовского морей. Методический подход, использованный в работе, основан на модельном расчете среднего значения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в поверхностных водах, которые промывают породы различных структурно-формационных комплексов в пределах исследуемых бассейнов.

За основу выделения структурно-формационных комплексов приняты совокупности геологических формаций и нестратифицированных магматических, метаморфических и метасоматических (в том числе кор выветривания) комплексов, связанных с определенными структурными элементами земной коры. С помощью картографических программ QGIS и ArcGIS была произведена обработка и обобщение картографических данных (Choubert et al., 1976; Rad, Afzal, 2008; Смыслов, 1995; Геологическая карта России, 2014–2016) на основе этого была построена карта основных структурно-формационных комплексов в масштабе 1 : 1 000 000.

Для расчета отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных водных объектах используются следующие первичные расчетные показатели, средняя концентрация стронция, доля растворимого легкоподвижного стронция, среднее отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ для каждого конкретного литотипа.

Для бассейна Каспийского моря наиболее значимыми реками являются: Волга, Урал, Терек, Кура, Сулак, Сефид-Руд, которые занимают порядка 60 % от общей площади водосбора Каспийского моря. Они являются наиболее многоводными и поставляют порядка 80–90 % наносов и растворенных веществ в Каспийское море (Свиточ, 2014). Другие реки, расположенные в восточной части водосбора, хотя и занимают значительную часть площади водосбора Каспийского моря почти не имеют поставок веществ, поскольку они сильно зарегулированы и их сток непостоянен.

Волжский бассейн характеризуется преобладанием терригенных пород (56 %), которые представлены песчаниковыми и глинистыми отложениями мезозой-кайнозойского возраста. 21 % приходится на глинисто-песчано-карбонатные породы мезозойского возраста. Карбонатные породы занимают около 14 % площади и сложены палеозойскими породами карбонатного комплекса (известняками, доломитами, глинами). Наименьшую площадь занимают породы глинисто-карбонатного (7 %) и галогенно-сульфатного (2 %) комплексов. Они представлены мезозойскими комплексами глин, гипсов и песков с прослоями алевролитов. Таким образом, на площади водосбора р. Волги преобладают породы терригенно-обломочного комплекса, которые отличаются низкой растворимостью и малой концентрацией Sr, поэтому наибольшим поставщиком Sr являются породы карбонатного и галогенно-сульфатного комплексов, дающие 56 % и 40 % соответственно.

Водосборный бассейн рек Терек и Сулак схож: оба протекают преимущественно по мезозойскими известнякам и неоген-четвертичным пескам и глинам. Несмотря на то, что в пределах

водосборных бассейнов данных рек преобладает размыв терригенно-обломочных пород (70 %), около 95 % Sr поставляется породами карбонатного комплекса.

Исток реки Кура расположен на Армянском нагорье, сложенном в основном породами магматического комплекса. В среднем течении река протекает по юрским и меловым известнякам, а в нижнем – по осадочным породам. В бассейне реки Кура также преобладает размыв пород терригенно-обломочного комплекса (43 %) пород мезозойского возраста и кайнозойских магматических базальтовых комплексов (38 %). Основными поставщиками Sr в водах реки Кура являются карбонатные (78 %) и магматические породы (22 %).

Река Урал в основном протекает по породам терригенно-обломочного комплекса (38 %) палеозойского возраст. В бассейне этой реки наибольшему размыву подвергаются карбонатные породы, которые также являются и основным поставщиком Sr (98 %).

В пределах бассейна реки Сефидруд наибольшему растворению подвергаются породы терригенного комплекса мезозойского возраста, площадь которых, на территории водосборного бассейна, составляет порядка 70 %. Небольшую площадь размыва занимают породы магматических базальтовых комплексов мезозой-кайнозойского возрастов. Однако наибольшим поставщиком стронция являются породы карбонатного (76 %) комплекса, размыв которых происходит преимущественно в верховьях реки.

В Азовское море впадают около 30 рек, однако реки Дон и Кубань являются наиболее крупными. Они поставляют порядка 80 % от общего объема воды и наносов в Азовское море.

Исток реки Кубань находится в предгорьях Кавказа и прорезает протерозойские и мезозойские вулканические и глинисто-песчано-карбонатные породы. В нижнем течении река размывает четвертичные терригенные глинисто-песчаные и песчаные отложения.

В нижнем течении река Дон прорезает в основном породы терригенного комплекса, представленные четвертичными песками и глинами. Карбонатные породы представляют из себя известняки мелового возраста.

Таким образом, обобщив данные о площади размываемых комплексов пород с изотопными отношениями $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, были построены таблица и график, отражающие долю растворенного стронция в общем стоке отдельных речных водосборных бассейнов и отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в каждом породном резервуаре для отдельных речных бассейнов (рис. 1).

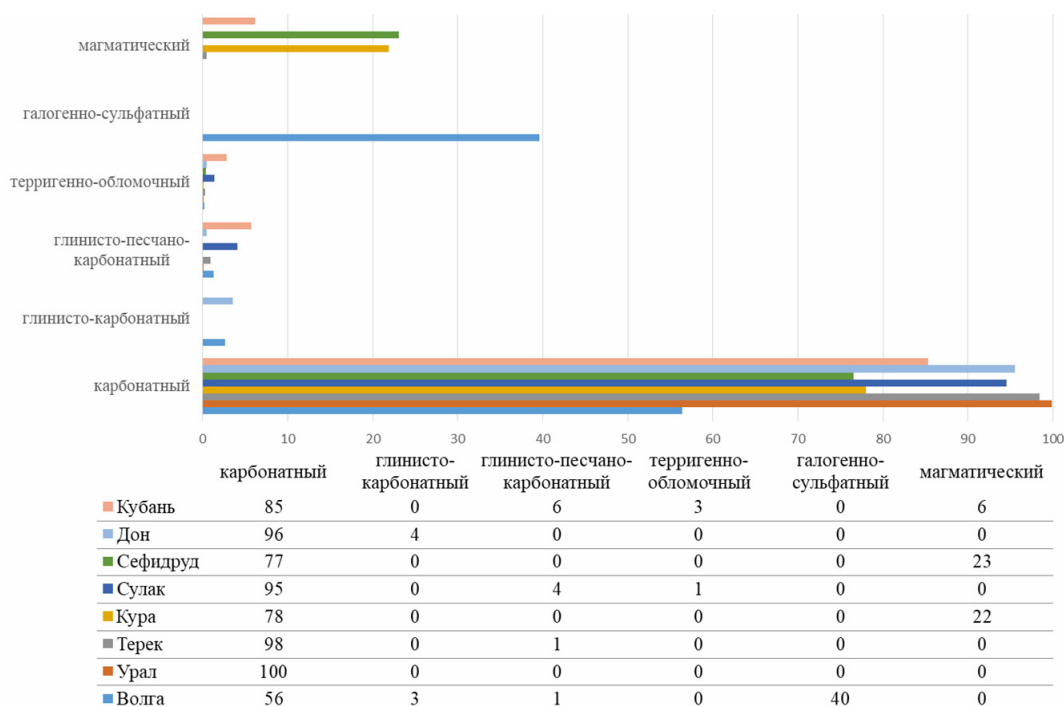


Рис. 1. Доля стронция в каждом породном резервуаре для каждого речного бассейна

Из рисунка видно, что основным поставщиком стронция для всех рек, независимо от площади размываемых пород, являются карбонатные породы. Второе место занимают породы галогенно-сульфатного комплекса, которые больше всего распространены в водосборном бассейне Волги. Самые низкие значения содержания Sr представляют из себя породы терригенного комплекса.

Растворенный стронций поглощается растениями, моллюсками и животными и оседает в костях, зубах, хитиновом покрове раковин путем замещения кальция. Следовательно, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, измеренное в них, будет отражать это отношение для водной среды, в которой развивались конкретные организмы. Поэтому, помимо модельного расчета, в работе были учтены имеющиеся данные по отношениям $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в различных частях исследуемого региона, а также было проведено аналитическое исследование раковин современных моллюсков из рек Волга, Белая, Урал, Дон и Кубань для определения отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$.

Стоит сказать, что значения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, полученные путем расчета, очень хорошо соответствуют эмпирическим данным (табл. 1).

Таблица 1. Сравнение модельных и рассчитанного значений отношения $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$

Водный объект	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (рассчитанный)	$^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ (измеренный)
р. Волга	0.7083	0.7081
р. Сулак	0.7079	0.7080
р. Кура	0.7078	0.7075
р. Терек	0.7086	Нет данных
р. Урал	0.7085	0.7086
р. Сефидруд	0.7078	Нет данных
Каспийское море	0.7083	0.7082
р. Дон	0.7088	0.7091
р. Кубань	0.7094	0.7090
Азовское море	0.7091	0.7091

Среднее содержание Sr в глобальном потоке воды, поступающей в Каспийское море, основано на поставках воды из двух главных рек, питающих озеро с севера (Урал и Волга), а также из других относительно небольших рек, было рассчитано соотношением $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$, равным 0.7083. Это рассчитанное значение для вод Каспийского моря близко по значению с измеренным – 0.7082 (Clauer et al., 2009).

Для рек Дон и Кубань Азовского региона наблюдается незначительное несоответствие показателей по изотопному отношению стронция. Вероятно, это связано с тем, что точки пробоотбора расположены в околodelьтовых областях. Это говорит о том, что устьевые части рек Дон и Кубань испытывают нагонное воздействие с Азовского моря, отношение $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в котором – 0.7091 (Кузнецов и др., 2012).

В результате сравнения данных из литературных источников, эмпирических и рассчитанных данных было выявлено, что расчетные характеристики хорошо совпадают с реальными значениями, полученными в ходе лабораторных работ. Хотя в данной работе не учитывались такие факторы как подземный вулканизм, выветривание и испарение, в целом очевидно, что модельный расчет работает и может быть использован в качестве модели для расчета стронция и для других регионов.

Необходимы более глубокие исследования для количественной оценки пространственной и временной изменчивости поступления стронция из различных резервуаров не только в карбонатных раковинах современных моллюсков, а также его содержание в почве и растениях. В будущих исследованиях следует сосредоточить внимание на увеличении плотности выборки образцов, улучшении прогнозных моделей и применении новых геостатистических структур для дальнейшей количественной оценки и прогнозирования процессов, которые приводят к изменчивости $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ в ландшафте. Это поможет при дальнейших исследованиях в области палеогеографии, геоахронологии и экологии

Список литературы

Кузнецов А. Б., Семихатов М. А., Горохов И. М. Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–3.

Кузнецов А.Б., Макарихин В.В., Покровский Б.Г., Константинова Г.В. $^{87}\text{Sr}/^{86}\text{Sr}$ и $\delta^{18}\text{O}$ хемотратиграфия и фациальные условия обитания плейстоценовых моллюсков Карелии (пос. Гридино) // Доклады Акад. наук. 2014. Т. 459. № 2. С. 198–202.

Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М. Стронциевая изотопная хемотратиграфия: основы метода и его современное состояние // Стратиграфия. Геол. корреляция. 2018. Т. 26. № 4. С. 3–23.

Свиточ А. А. Большой Каспий: строение и история развития. 2014.

Смыслов А.А. Карта структурно-формационных комплексов России. Источник: Карта структурно-формационных комплексов России. Масштаб: 1 : 10 000 000 / Комитет Российской Федерации по геологии и использованию недр. Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского (ВСЕГЕИ). 1995.

Геологическая карта России, ВСЕГЕИ, 2014–2016.

Choubert G., Faure-Muret A., Chanteux P. 1976. Atlas géologique du monde: 1 : 10 000 000. Unesco.

Clauer N., Pierret M. C., Chaudhuri S. Role of subsurface brines in salt balance: the case study of the Caspian Sea and Kara Bogaz Bay // Aquatic geochemistry. 2009. Т. 15. №.1. С. 237–261.

Rad A.J., Afzal P. 2008. Iran Geological Maps 1 : 250 000. Geological Survey of Iran, Teheran.

ПРОГНОЗИРОВАНИЕ МИНЕРАЛЬНОГО СОСТАВА РУД И СОДЕРЖАНИЙ ПОПУТНЫХ КОМПОНЕНТОВ В МИНЕРАЛАХ КОАШВИНСКОГО АПАТИТ-НЕФЕЛИНОВОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ ПО ДАННЫМ РЯДОВОГО ОПРОБОВАНИЯ (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Ганюшкина А.С.^{1,2}, Калашников А.О.¹, Коноплева Н.Г.¹

¹ Геологический институт Кольского научного центра РАН, Анапты, nastyagan5@gmail.com

² Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва

Введение. Хибинские апатит-нефелиновые месторождения, являясь главным источником фосфорного сырья России, играют ключевую роль в продовольственной безопасности России (Киселёв, 2019). В балансе запасов апатит-нефелиновых руд хибинских месторождений, помимо основного компонента P_2O_5 , учтены запасы попутных полезных ископаемых II группы (нефелина, титанита и титаномагнетита) и III группы (SrO, REE_2O_3 и F в апатите; Al_2O_3 , Ga_2O_3 , Rb_2O в нефелине; TiO_2 и Nb_2O_5 в титаните; $Fe_{общ}$ и TiO_2 в титаномагнетите).

Целью изучения массива данных являлось выяснение причин снижения обогатимости руд Коашвинского месторождения, напрямую зависящих от их минерального состава, прогнозирование качества руд в недрах и оптимизация подсчета запасов попутных компонентов. Оценка минерального состава руд в недрах дает возможность оконтурить труднообогатимые руды, что в дальнейшем позволит управлять качеством добытой руды. Для достижения цели была решена задача регрессии, где предикторами (независимыми переменными) выступали данные рядового опробования пород (P_2O_5 , $Al_2O_{3общ}$, $Al_2O_{3к.р.}$, TiO_2); в качестве прогнозируемых параметров – содержания нефелина, титанита и титаномагнетита (попутных полезных ископаемых II группы), а также содержания минералов, способных влиять на процесс обогащения руды – ильменита, слюд серии аннит-флогопит, амфиболов, лампрофиллита и калиевой гидрослюды, называемой «либнеритом», которая вместе с натролитом образуется при изменении нефелина (Перекрест и др., 1985).

Кроме того, в работе проведена оценка состава промышленно-ценных минералов (содержаний в них полезных ископаемых III группы) в зависимости от основных компонентов рядового опробования пород.

Линейные и квадратичные уравнения регрессии для расчета содержаний минералов в руде и содержаний SrO, REE_2O_3 и F в апатите по компонентам рядового опробования ранее уже применялись при подсчете запасов (Перекрест и др., 1985), но в 1980-е гг. нелинейные многопараметрические методы регрессии только разрабатывались, вычислительные мощности были гораздо слабее, а результаты прогнозирования – менее точными.

В настоящей работе обе задачи решались методом многомерных адаптивных регрессионных сплайнов (МАРС) (Friedman, 1991).

Описание месторождения Коашва. Месторождение Коашва находится на восточных отрогах одноименной горы и в долине р. Вуоннемйок. Вмещающими породами для апатитовых руд являются ортоклазсодержащие уртиты (преимущественно) и ийолиты. Месторождение характеризуется сложным многолинзовым строением и представляет собой линейный (анизотропный) штокверк апатито-нефелиновых пород. Среди апатит-нефелиновых пород месторождения количественно преобладают линзовидно-полосчатые их разновидности, а доля наиболее богатых пятнистых руд сопоставима с таковой бедных вкрапленных руд (Иванюк и др., 2009).

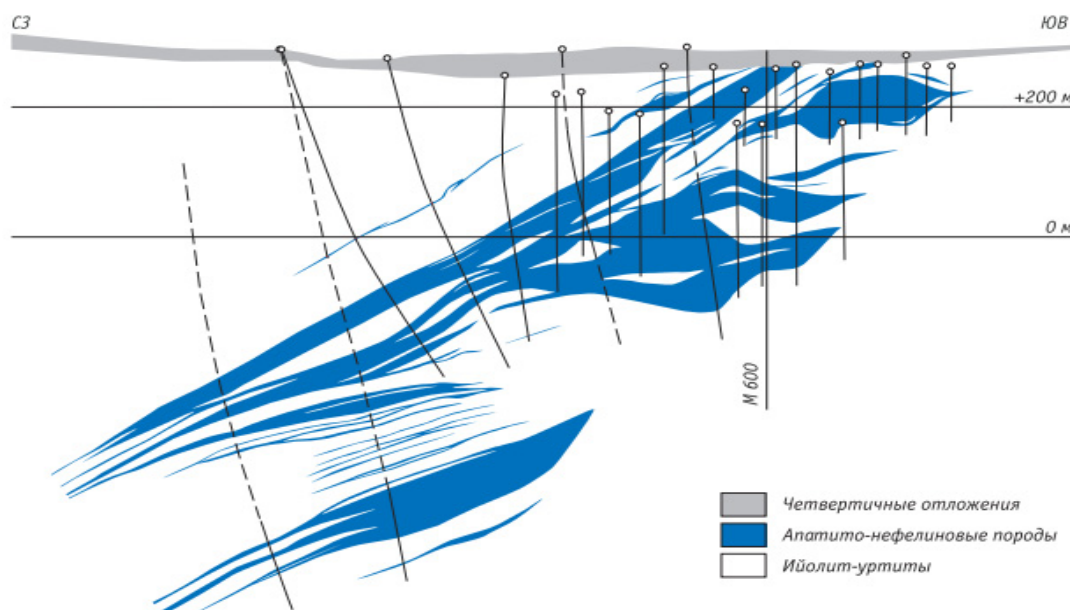


Рис. 1. Строение месторождения Коашва в его центральной части (Иванюк и др., 2009)

Материалы и методы. Работа выполнена на основе данных детальной разведки глубоких горизонтов Коашвинского месторождения (Перекрест и др., 1985). В обучающей выборке были использованы результаты фазово-минералогического анализа (824 пробы) и химического анализа монофракций апатита, нефелина, титанита и титаномагнетита. В апатите определялись содержания SrO (241 анализ), REE₂O₃ (237 анализов) и F (237 анализов). В нефелине – Ga₂O₃ (91 анализ), Rb₂O (84 анализа), Al₂O₃ (42 анализа). В титаните – Nb₂O₅ (79 анализов). В титаномагнетите – Fe_{общ} (61 анализ).

Для прогнозирования минерального состава пород и химического состава минералов использовались данные рядового опробования керна разведочных скважин (P₂O₅, Al₂O_{3общ}, Al₂O_{3к.р.} и TiO₂, всего 51265 проб). Поскольку количество анализируемых компонентов в пробах отличалось, то для каждого их набора пришлось находить свои модели регрессии. Всего в данных рядового опробования оказалось шесть вариантов наборов химических компонентов (предикторов):

- 1-й набор включает четыре предиктора: P₂O₅, Al₂O_{3общ}, Al₂O_{3к.р.}, TiO₂ – 12064 пробы;
- 2-й набор – три предиктора: P₂O₅, Al₂O_{3общ}, Al₂O_{3к.р.} – 17426 проб;
- 3-й набор – два предиктора: P₂O₅, Al₂O_{3общ} – 10608 проб;
- 4-й набор – три предиктора: P₂O₅, Al₂O_{3общ}, TiO₂ – 33 пробы;
- 5-й набор – два предиктора: P₂O₅, TiO₂ – 135 проб;
- 6-й набор – один предиктор: P₂O₅ – 10999.

В данной работе применялись многомерные адаптивные регрессионные сплайны (МАРС) – непараметрическая регрессионная процедура, которая исходит из того, что связь строится из множества коэффициентов и базисных функций, которые полностью «подчиняются» данным регрессии (Friedman, 1991). В нашей предыдущей работе (Kalashnikov et al., 2021) на примере решения подобной задачи для Ковдорского бадделит-apatит-магнетитового месторождения было показано, что МАРС существенно превосходит другие регрессионные методы, такие, как множественная регрессия, искусственные нейронные сети и случайные леса. Метод МАРС также удобен тем, что не предъявляет никаких требований к какому-либо типу или классу связей (например, линейная и т. д.) между предикторными и зависимой переменной, при этом его результаты могут быть довольно просто интерпретированы, в отличие, например, от искусственных нейронных сетей, являющихся своеобразным «черным ящиком». Статистический анализ выполнялся с помощью программы Statistica 13.3 (StatSoft).

Качество прогнозирования оценивалось с помощью коэффициента корреляции (уровень значимости $p < 0.05$) предсказанных и реальных (измеренных) значений. Величина уровня значимости корреляционной зависимости принята в соответствии с Методическими рекомендациями ФГУ «ГКЗ», в которых указано, что «при наличии значимой корреляции (при доверительной вероятности 0.95) рассчитывается уравнение регрессии, используемое для определения содержания попутного компонента в зависимости от содержания основного компонента» (Методические..., 2007, с. 12).

Результаты и их обсуждение. Качество предсказания искомым свойствам руды (т. е. коэффициенты корреляции) для разных наборов предикторов показаны в табл. 1 для минералов в породе и в табл. 2 для химических соединений в минерале.

Таблица 1. Коэффициенты корреляции для минералов в породе

	Нефелин	Пироксены	Титанит	Магнетит	Полшпат	Ильменит	Слюда	Амфибол	Лампрофиллит	«Либенерит»
1н	0.99	0.92	0.98	0.85	0.85	0.45	0.39	0.32	0.35	0.79
2н	0.99	0.87	0.87	0.69	0.88	0.36	0.37	0.34	0.41	0.75
3н	0.97	0.85	0.86	0.67	0.64	0.36	0.3	0.27	0.33	0.26
4н	0.97	0.91	0.98	0.85	0.7	0.43	0.34	0.3	0.32	0.21
5н	0.92	0.78	0.97	0.63	0.61	0.39	0.3	0.26	0.26	–
6н	0.81	0.7	0.51	0.3	0.53	0.26	0.15	0.2	0.2	0.21
МК 1н	0.88– 0.996	0.62– 0.93	0.78– 0.98	0.39– 0.85	0.29– 0.90					

Примечание: Зеленым цветом выделены наиболее хорошо коррелируемые минералы со значениями $r > 0.6$. МК 1н – коэффициенты множественной корреляции от первого набора предикторов, рассчитанные для разных типов руд и пород в работе (Иванов, 1987).

Исходя из данных табл. 1, можно отметить, что:

1. Наиболее хорошо коррелируют содержания нефелина и пироксенов (во всех шести наборах предикторов);
2. Для титанита, магнетита, полевого шпата (с 1-ого по 5-ый наборы предикторов) и «либенерита» (в 1-ом и 2-ом наборах) – величина коэффициентов корреляции r также более 0.6.
3. Коэффициенты корреляции измеренных и рассчитанных содержаний для остальных минералов меньше, но не менее значимы (за исключением «либенерита», рассчитанного по 5-му набору предикторов).

Анализируя данные табл. 2, можно предположить, что:

1. Содержания попутных компонентов в апатите с разной, но достаточной степенью точности предсказываются при любом наборе независимых переменных. Содержание Sr в апатите будет хорошо прогнозироваться в каждом из наборов предикторов, REE – во всех, кроме 6-ого набора.
2. Содержания Ga в нефелине – в 1-м наборе предикторов, а содержания Rb в нефелине наиболее точно можно предсказать по 1-му и 2-ому набору предикторов.
3. Nb в титаните – по 2-ому набору предикторов.
4. Fe в титаномагнетите будет предсказываться по 1-ому, 4-ому и 5-ому наборам предикторов.

Таблица 2. Коэффициенты корреляции для химических соединений в минералах

	Апатит			Нефелин			Титанит	Магнетит
	SrO	REE ₂ O ₃	F	Ga ₂ O ₃	Rb ₂ O	Al ₂ O ₃	Nb ₂ O ₅	Fe _{общ}
1н	0.87	0.74	0.29	0.81	0.78	–	0.41	0.76
2н	0.84	0.7	0.37	0.46	0.68	0.59	0.63	–
3н	0.83	0.68	0.3	0.44	0.23	0.6	0.35	–
4н	0.85	0.76	0.34	0.4	–	–	0.3	0.64
5н	0.85	0.62	0.25	0.4	–	–	0.43	0.64
6н	0.72	0.48	0.3	–	–	0.35	0.36	–
НЛ6н	0.69	0.47	0.30					

Примечание: Зеленым выделены наиболее хорошо коррелируемые компоненты со значениями $r > 0.6$. Прочерки означают, что уровень значимости $p > 0.05$. НЛ 6н – коэффициенты корреляции компонентов от шестого набора предикторов (P₂O₅), рассчитанных по квадратичной регрессионной модели (Перекрест и др., 1985).

Выводы. Применение метода МАРС при работе с данными опробования по скважинам Коашвинского месторождения позволяет хорошо прогнозировать содержание в руде нефелина, пироксенов, титанита, титаномагнетита, полевого шпата и в меньшей мере «либнерита». Довольно хорошо прогнозируется содержание стронция и редкоземельных элементов в апатите, в меньшей степени – галлия и рубидия в нефелине, ниобия в титаните и железа в титаномагнетите. Значения корреляции фтора в апатите и алюминия во 2-ом и 3-ем наборах в нефелине оказались меньше или равны 0.6 – это свидетельствует о том, что они являются наименее точными, хотя и отвечают требованиям ГКЗ.

Отсутствие определения всех четырех компонентов (P₂O₅, Al₂O_{3общ}, Al₂O_{3к.р.}, TiO₂) в керновых пробах заметно снижает точность прогноза. Такой набор позволяет достаточно уверенно оценить количество основных минералов в породах продуктивной толщи. Содержание апатита связано прямой функциональной зависимостью с содержанием P₂O₅ ($C_{Ap} = 2.451 \times C_{P_2O_5}$). Основными минералами-концентраторами алюминия в продуктивной зоне месторождений являются нефелин (87–97 %) и полевой шпат (1–11 %) Al₂O_{3общ}. Содержание Al₂O_{3к.р.} позволяет оценивать содержание нефелина в породах. Соответственно, разность Al₂O_{3общ} и Al₂O_{3к.р.} (ΔAl_2O_3) характеризует степень полевошпатовости пород. Диоксид титана концентрируется, главным образом, в титаните (59–86 %) и титаномагнетите (4–30 %). (Иванов, 1987)

Для повышения точности необходимо рассмотреть возможность внедрения аналитических методов, позволяющих определять большее число компонентов при рядовом опробовании, например, атомно-эмиссионной спектроскопии в индуктивно связанной плазме (ICP AES).

В целом, можно предположить, что предлагаемый подход к прогнозированию минералогических и минералохимических свойств руды будет способствовать повышению качества планирования переработки руд и комплексности использования многокомпонентных руд хибинских месторождений.

Список литературы

Иванов С.Н. Оптимизация методики разведки и подсчета запасов комплексных апатито-нефелиновых месторождений // Дисс. ... канд. геол.-мин. наук. 1987. 259 с.

Иванюк Г.Ю., Горяинов П.М., Пахомовский Я.А., Коноплева Н.Г., Яковенчук В.Н., Базай А.В., Калашиников А.О. Самоорганизация рудных комплексов. Синергетические принципы прогнозирования и поисков полезных ископаемых. М.: ГЕОКАРТ – ГЕОС, 2009. 392 с.

Киселев Е.А. (ред.). Государственный доклад о состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации в 2018 году. М.: Министерство природных ресурсов и экологии Российской Федерации, 2019. 424 с.

Коноплева Н.Г., Калашиников А.О., Иванюк Г.Ю. Возможность расчета содержания попутных компонентов в минералах хибинских апатито-нефелиновых руд по данным рядового опробования // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. Т. 16. С. 283–287.

Перекрест И.И., Лазарева Л.Ф., Иванов С.Н., Савицкий А.П., Назаркин О.А, Дудкин О.Б., Каменев Е.А. и др. Отчет по детальной разведке глубоких горизонтов Коашвинского месторождения с коренной комплексной переоценкой запасов апатито-нефелиновых руд по состоянию на 01.07.1985 года. Кировск – Апатиты, 1985. 406 с.

Friedman, J.H. Multivariate Adaptive Regression Splines // The Annals of Statistics. 1991. V. 19. P. 1–67. doi:10.1214/aos/1176347963

Kalashnikov A.O., Pakhomovsky Y.A., Bazai A.V., Mikhailova J.A., Konopleva N.G. Rock-chemistry-to-mineral-properties conversion: machine learning approach // Ore Geology Reviews. 2021. V. 136. P. 104292. doi:10.1016/j.oregeorev.2021.104292

Методические рекомендации по комплексному изучению месторождений и подсчету запасов попутных полезных ископаемых и компонентов. ФГУ «ГКЗ». Рекомендованы к использованию протоколом МПР России от 03.04.2007 № 11-17/0044-пр. 2007. 16 с.

ОСОБЕННОСТИ ПЛАТИНОМЕТАЛЬНОЙ МИНЕРАЛИЗАЦИИ РОССЫПЕЙ РЕК ИЗВЁСТКА И МОСТОВАЯ (СВЕРДЛОВСКАЯ ОБЛАСТЬ)

Гембель Л.Р.¹, Петров С.В.¹, Степанов С.Ю.²

¹ Санкт-Петербургский Государственный университет, Санкт-Петербург, levgembel2012@yandex.ru

² Федеральное государственное бюджетное учреждение науки Институт геологии и геохимии
им. академика А.Н. Заварицкого Уральского отделения РАН, Екатеринбург

Введение. Объектом исследования россыпной платинометалльной минерализации послужила Мостовская группа россыпей в Свердловской области (россыпные золото-платиновые месторождения на реках Извётка и Мостовая). Изучаемая группа россыпей находится на месте Мостовской структурно-эрозионной депрессии, которая сформировалась в мезозойскую эру. Ранее, на их месте располагались области аккумуляции древних рек, которые размывали коренные месторождения (Паламарчук, 2020). Коренные источники расположены достаточно далеко от россыпей, между ними примерно 50–70 км. Такое большое расстояние говорит о том, что в мезозое происходили активные процессы россыпеобразования, которые смогли затронуть большие площади территорий.

Цель данной работы – оценка изменчивости отдельных физических свойств платиножелезистых сплавов (ПЖС) в зависимости от их химического состава. Поставлены следующие задачи: изучение химического состава зёрен ПЖС и других минералов ЭПГ двух россыпей, выполнено определение остаточной магнитной восприимчивости зёрен ПЖС из реки Извётка, выполнено сопоставление химического состава минералов из россыпей разных рек, выполнен анализ зависимости величины остаточной магнитной восприимчивости зёрен ПЖС от их химического состава.

Материалы и методы. Минералы шлихов изучены оптическими методами с применением бинокулярной лупы и цифрового микроскопа (KEYENCE VHX-6000), сканирующего электронного микроскопа Hitachi S-3400N, химический состав и внутреннее строение образцов были изучены микронзондовым методом с помощью энергодисперсионного анализатора Oxford Instruments X-Max 20 и всего сделано около 200 анализов 115 зёрен. Зёрна ПЖС россыпи реки Извётка были исследованы на степень магнитной восприимчивости. Проба сначала была разделена на шесть фракций по магнитности с помощью ручного магнита (МРМ-1). В каждой фракции была измерена остаточная магнитная восприимчивость с методом Фарадея. Лабораторные исследования были проведены в ресурсном центре «Геомодель» Научного парка СПбГУ.

Результаты. Зёрна из обеих россыпей невелики, большинство имеет размеры примерно в 100–300 мкм. Все они отличаются хорошей окатанностью, нет крупных выступающих фрагментов. На поверхности имеются микропоры и трещины, а внутри некоторых – пустоты. Отношение платины к железу в атомных количествах близко к 3:1, что соответствует составу изоферроплатины (табл. 1). Химический состав ПЖС изучаемых россыпей весьма близок (табл. 1), он характеризуется постоянным присутствием небольших концентраций меди, никеля, родия, рутения, иридия и палладия (табл. 1). Кроме ПЖС, в шлихах отмечается присутствие отдельных редких зерен интерметаллидов ряда самородных осмия и иридия, гораздо чаще эти же минералы встречаются в виде включений в ПЖС.

Главным отличием зёрен ПЖС из россыпи Мостовая является значительное присутствие плёнок самородного золота на поверхности зёрен (рис. 1). Плёнки самородного золота имеют толщину до 10–15 мкм, а химический состав отличается крайне высокой пробностью (вплоть до 1000‰).

ПЖС из россыпи реки Извётка обладают весьма сильно варьирующей магнитной восприимчивостью (табл. 2). Небольшое количество зерен имеет ферромагнитные свойства (около 5 %, табл. 2), они извлекаются слабым магнитом в магнитную фракцию совместно

с магнетитом. Более 92 % металла относится к слабомагнитным минералам с магнитной восприимчивостью $200\text{--}700 \times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$, магнитные свойства такой платины аналогичны магнитным характеристикам гематита, хромита и ильменита. Наконец, менее 3 % зерен – можно отнести к немагнитным минералам.

Таблица 1. Химический состав ПЖС россыпей рек Извѣстка и Мостовая

Группа по магнитности	Кол-во зерен	Fe	Ni	Cu	Ru	Rh	Pd	Ir	Pt
0.5	19	8.60	0.09	0.88	0.20	0.57	0.80	0.00	88.87
1	27	8.78	0.08	0.78	0.13	0.49	0.85	0.00	88.86
2	15	8.26	0.02	0.81	0.21	0.56	0.76	0.00	89.38
3	20	8.30	0.97	0.75	0.49	0.69	0.20	0.00	89.41
5	22	7.65	0.07	0.76	0.28	0.47	0.40	0.86	89.52
10	4	8.32	0.00	0.63	0.00	0.36	0.29	1.36	88.84
Известка среднее	107	8.33	0.23	0.68	0.24	0.54	0.56	0.23	89.17
Мостовая среднее	16	7.93	0.08	0.81	0.18	0.49	0.69	0.38	89.18

Таблица 2. Средняя магнитная восприимчивости в зѣрнах ПЖС россыпи реки Извѣстка

Группа по магнитности	Остаточная магнитная восприимчивость, $\kappa \times 10^{-6} \text{ см}^3/\text{г}$	Выход фракции, %
0.5	3260	4.72
1	689	33.29
2	465	34.74
3	226	24.61
5	52	2.43
10	12	0.20

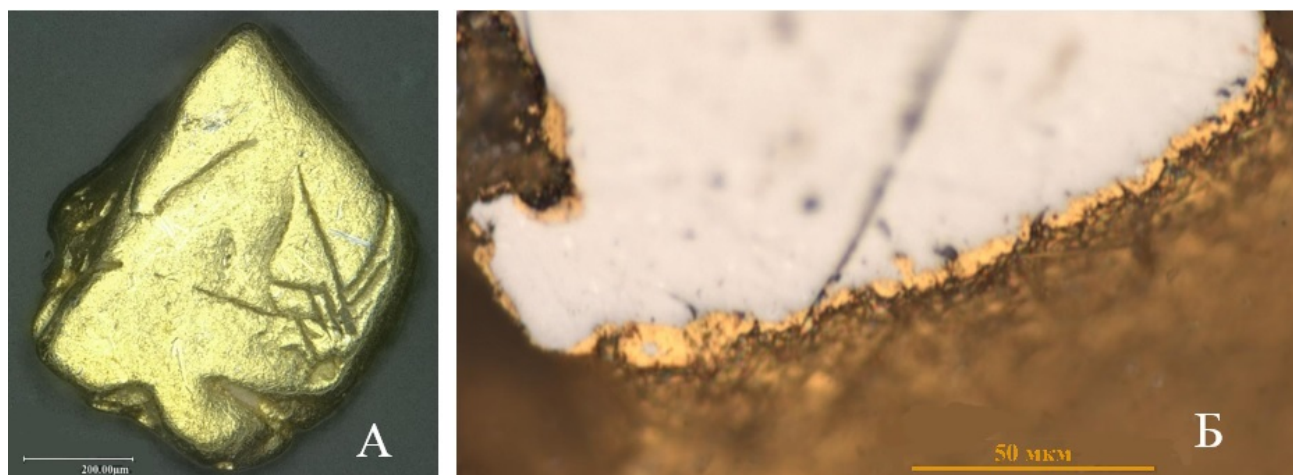


Рис. 1. Зерна платины с плѣнкой золота на поверхности.

А – общий вид зерна ПЖС, размер зерна 250 мкм (цифровой микроскоп); Б – фотография среза зерна ПЖС с пленкой золота толщиной 8–12 мкм (отраженный свет, без анализатора)

Закономерности состава и магнитной восприимчивости. Анализы показывают несколько закономерностей изменения магнитной восприимчивости ПЖС от химического состава. Во-первых, с увеличением этой величины уменьшается количество зерен ПЖС с включениями самородных осмия и иридия, уменьшает размер этих включений. Осмий и иридий имеют меньшую магнитную восприимчивость, чем платина, что, безусловно, влияет на данную физическую величину уже всего зерна ПЖС, поскольку магнитная восприимчивость –

объемное свойство. В слабомагнитных фракциях наблюдаются свободные зерна самородных осмия и иридия, а также сростки ПЖС с крупными выделениями этих минералов.

Влияние валового химического состава минерала на магнитную восприимчивость слабое, на уровне тенденции, у железа – положительное, а у платины – отрицательное (рис. 2).

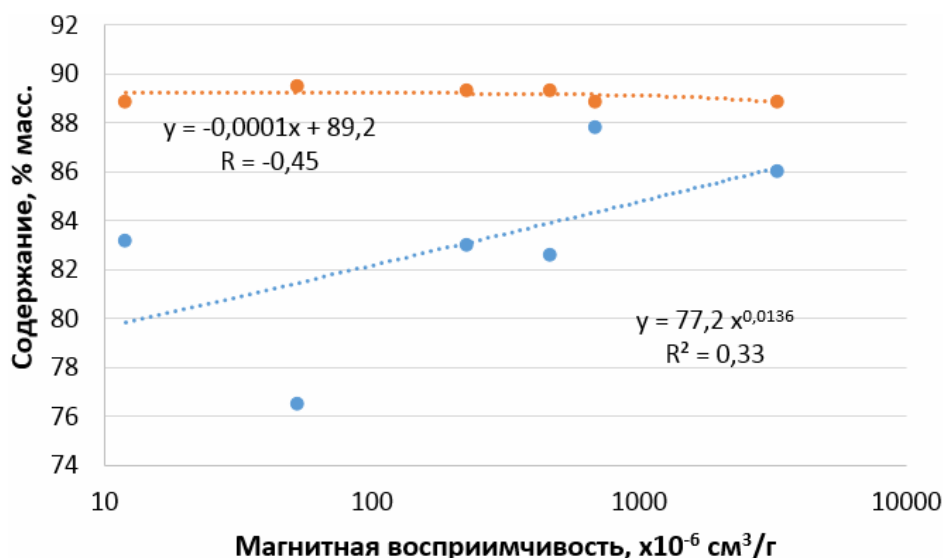


Рис. 2. График зависимости магнитной восприимчивости от массовой доли железа (синие точки) и платины (оранжевые точки) с линиями тренда для образцов ПЖС из россыпи реки Извѣстка

С другой стороны, обнаружены довольно устойчивые зависимости магнитной восприимчивости платино-железистых сплавов от примеси палладия ($r^2 = 0.46$ в степенной модели) и меди ($r^2 = 0.865$ с логарифмической модели) (рис. 3).

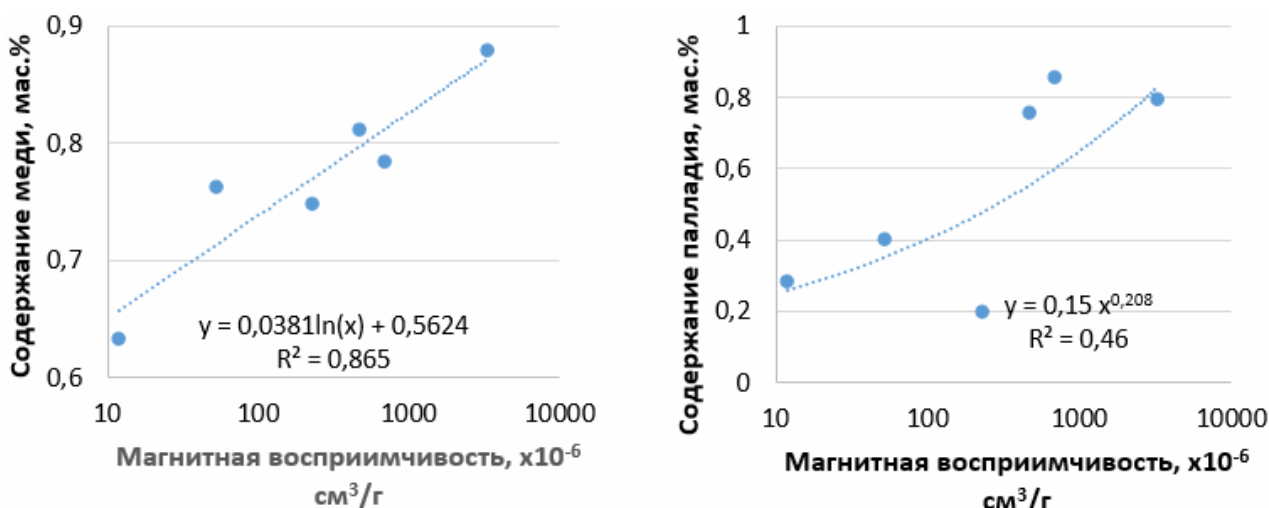


Рис. 3. Зависимость магнитной восприимчивости от содержания меди и палладия в составе ПЖС

Выводы. Химический состав зѐрен ПЖС в россыпях рек Мостовая и Извѣстка (Урал) соответствует составу коренной платины зональных массивов в дунит-клинопироксенитовых интрузивах Платинового пояса Урала и не смотря на довольно большие расстояния от коренных источников именно эти массивы могут считаться коренным источником этих россыпей. По химическим свойствам зерна ПЖС не различаются, отличия наблюдаются только в морфологии зерен, в россыпи реки Мостовой значительное присутствие плѣнок самородного золота на поверхности ПЖС, в россыпи Извѣстка такие зерна и плѣнки относительно редки.

Магнитные свойства ПЖС варьируют весьма сильно (на 2 порядка), эти вариации не могут объясняться различиями валового химического состава, поскольку связи магнитной восприимчивости с железом и платиной на уровне тенденций. Вероятно, такие вариации могут вызываться различной структурной упорядоченностью в изоферроплатине.

Сильные вариации магнитной восприимчивости необходимо учитывать при доводке шлихов, так как некоторая часть платины может уходить в немагнитные фракции вместе с самородным золотом. С другой стороны, магнитные платиносодержащие фракции могут нести некоторое количество золота в виде плёнок этого металла на поверхности частиц ПЖС.

Литература

Паламарчук Р.С. Условия формирования россыпеобразующих систем, связанных с клинопироксенит-дунитовыми массивами Среднего Урала // *Металлогения древних и современных океанов*. 2020. С. 136–139.

ПЕТРОГРАФИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА КАНКРИНИТ-ВИШНЕВИТОВЫХ СИЕНИТОВ ЛОВОЗЕРСКОГО МАССИВА (КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ, РОССИЯ)

Гойчук О.Ф., Михайлова Ю.А.

Геологический институт КНЦ РАН, Анатиты, olga.goychuk97@mail.ru

Введение. Ловозерский щелочной массив – расслоенный лакколит возрастом 360–370 млн лет (Kramm, Kogarko, 1994), расположенный среди архейских гнейсов и гранито-гнейсов в центральной части Кольского полуострова. В строении массива выделяют два наиболее крупных комплекса: расслоенный и эвдиалитовый (Буссен, Сахаров, 1967, 1972). Расслоенный комплекс состоит из многократно повторяющихся ритмов, каждый из которых сложен последовательностью пород (сверху вниз): луаврит-фойяит-уртит. Расслоенный комплекс перекрыт эвдиалитовым комплексом, сложенным, главным образом, луавритами, обогащенными минералами группы эвдиалита. Фойяиты и, гораздо реже, уртиты образуют среди эвдиалитовых луавритов отдельные пласты и линзы. Становление массива происходило в грабенообразной структуре, которая была выполнена вулканогенно-осадочными породами ловозерской свиты. Эти породы представлены в массиве в виде ксенолитов (Буссен, Сахаров, 1967, 1972).

Кроме расслоенного и эвдиалитового комплексов, занимающих более 90 % объема массива, исследователи выделяют комплекс «пойкилитовых сиенитов». Породы этого комплекса образуют изолированные линзовидные, пластовые или неправильной формы тела среди прочих пород массива. С комплексом пойкилитовых сиенитов связано большинство пегматитов, несущих редкометальную минерализацию (Семенов, 1972). Породы комплекса пойкилитовых сиенитов – одни из самых слабо изученных пород Ловозерского массива.

Установлено, что породы комплекса пойкилитовых сиенитов являются одними из самых поздних образований массива и очень разнообразны по минеральному и модальному составу (Сидельникова, Михайлова, 2020). Нами были выделены две группы пород по структурному и минеральному признакам, для каждой из которых дано название по преобладающему фельдшпатоиду: содалитовые сиениты и канкринит-вишневитовые сиениты. В данной работе приведена петрографическая характеристика одной из групп – канкринит-вишневитовых сиенитов. Химический состав пород определен в химико-аналитической лаборатории ГИ КНЦ РАН, химический состав минералов – в лаборатории физических методов исследования пород, руд и минералов (аналитик – Я.А. Пахомовский).

Результаты исследования. Канкринит-вишневитовые сиениты – светло-серые массивные крупно- или гигантозернистые породы, состоящие из крупных кристаллов ортоклаз(-пертита) с многочисленными включениями фельдшпатоидов (рис. 1а). Среди последних преобладает вишневит, канкринит встречается реже. Также присутствуют реликты нефелина и содалита, резорбированные вишневитом. Фельдшпатоиды могут также присутствовать и вне ортоклаза. Но в основном пространство между пойкилокристаллами заполнено агрегатами темноцветных минералов: кальциевых (диопсид, авгит), натриево-кальциевых (эгирин-авгит, феррикатофорит, феррифторкатофорит, фторрихтерит, рихтерит) натриевых (эгирин, магнезиоарфведсонит) пироксенов и амфиболов. Они образуют зональные метасоматические сегрегации, в которых кальциевые разновидности резорбируются натриево-кальциевыми (рис. 1б), а те, в свою очередь, замещаются натриевыми минералами.

К скоплениям темноцветных минералов обычно приурочены разнообразные акцессорные минералы (рис. 1в): фторапатит, титанит, флюорит, флогопит, ильменит, магнетит, циркон, бадделейт, лампрофиллит, минералы группы эвдиалита, паракелдышит, минералы группы пирохлора, лоренценит, лопарит-(Ce), луешит, пирит, пирротин, арсенопирит. Породы интенсивно

цеолитизированы. Взаимоотношения акцессорных минералов также указывают на интенсивные метасоматические процессы. Ильменит и магнетит замещаются титанитом, циркон и паракельдышит – минералами группы эвдиалита (рис. 1г), флогопит – эгирином.

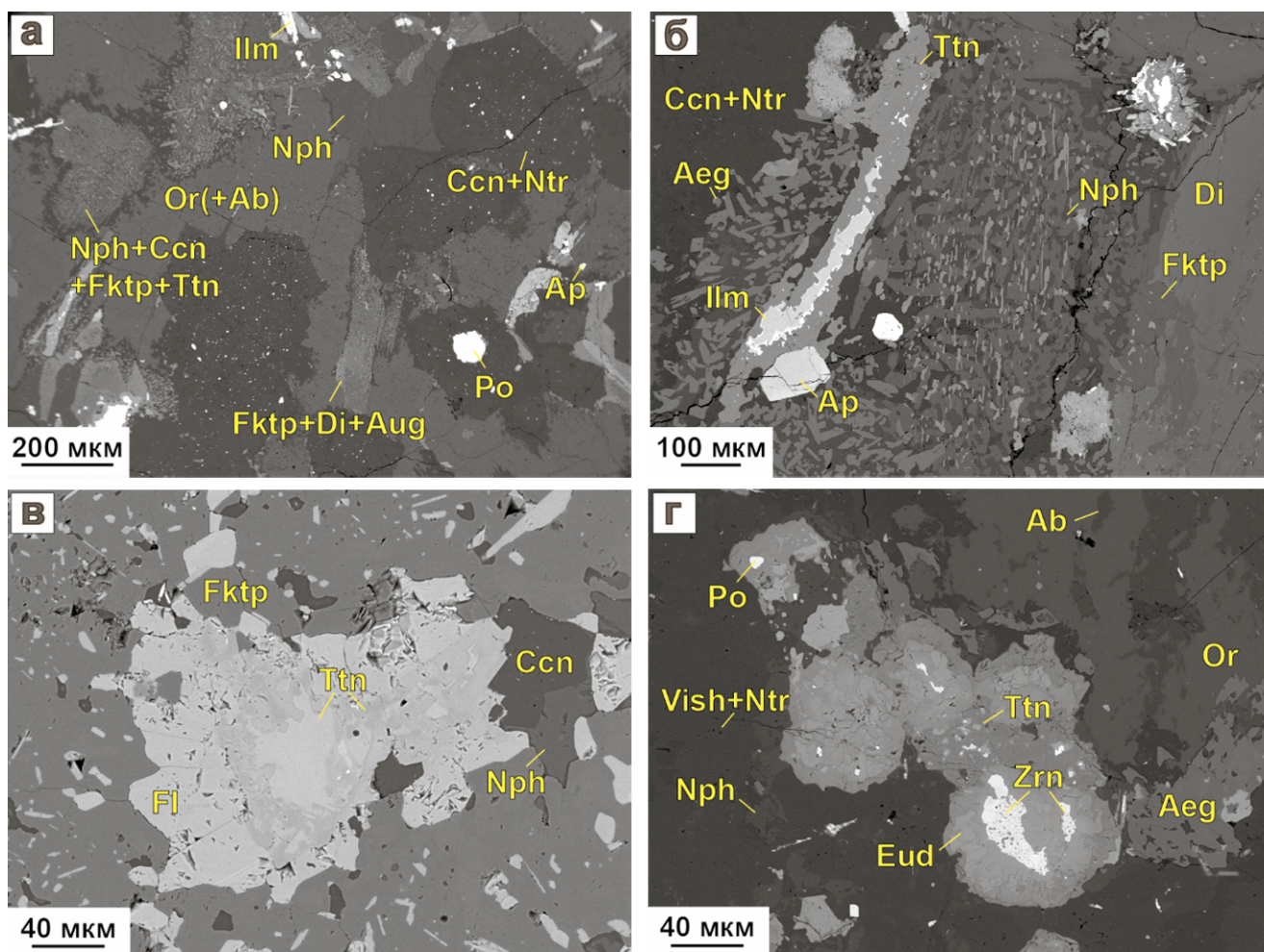
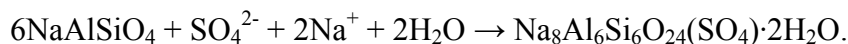


Рис. 1. Взаимоотношения минералов в канкринит-вишневитовых сиенитах (изображения комбинированных шлифов в обратно-рассеянных электронах):

а – участок зерна ортоклаз-пертита с включениями зерен фельдшпатоидов (нефелин замещен канкринитом). Образец ЛВ-375; б – фрагмент сегрегации темноцветных минералов. Диопсид замещается феррикатафоритом (а также агрегатом феррикатафорита и нефелина), затем эгирином. Образец ЛВ-375; в – сегрегация, сложенная титанитом и флюоритом в ассоциации с нефелином, канкринитом, феррикатафоритом. Образец ЛВ-377/8; г – полизональная сегрегация: циркон, окаймленный минералами группы эвдиалита в сростании с Ca-Zr-Si-фазой. Образец ЛВ-377/7. Ab – альбит, Ap – фторапатит, Aeg – эгирин, Ccn – канкринит, Di – диопсид, Eud – минералы группы эвдиалита, Fktp – феррикатафорит, Fl – флюорит, Ilm – ильменит, Nph – нефелин, Ntr – натролит, Or – ортоклаз, Po – пирротин, Ttn – титанит, Vish – вишневит, Zrn – циркон

Обсуждение результатов. Петрографическое изучение канкринит-вишневитовых сиенитов показало, что существенную роль в формировании этих пород играют процессы метасоматоза. Действительно, многие исследователи указывали на очень широкое развитие в Ловозерском массиве автометасоматических замещений. Причина в том, что при кристаллизации щелочных магм переход от силикатного расплава к гидротермальному раствору постепенный, без критических явлений. Позднемагматический расплав-раствор остается в породе и может быть причиной интенсивного автометасоматоза. Основываясь на петрографических данных, мы можем предположить, что протолитом для формирования канкринит-вишневитовых сиенитов была существенно полевошпатовая или нефелино-полевошпатовая порода, вероятнее всего фойяит.

Во-первых, фойяиты – поздние породы, образующиеся на завершающем этапе магматической дифференциации (Mikhailova et al., 2019). Во-вторых, продукт (канкринит-вишневитовые сиениты) и протолит должны, вероятно, обладать сходным содержанием и соотношением кремния и алюминия – элементами мало подвижными при метасоматозе. Замещение нефелина вишневитом и канкринитом можно упрощенно записать в виде реакции, указывающей на привнос в процессе метасоматоза, кроме воды, только натрия и серы:



Крупные кристаллы ортоклаза, вероятно, сформировались в результате перекристаллизации микроклина протолита в гидротермальных условиях (Ferguson, 1979). Метасоматическая переработка фойяитов(?) происходила в условиях привноса натрия и при участии разнообразных флюидных компонентов (не только H_2O , но и S, Cl, F). При этом соотношение Na/Cl (а также Na/F) при кристаллизации минералов канкринит-вишневитовых сиенитов постоянно менялось. Например, при замещении нефелина вишневитом оно уменьшалось за счет локализации только натрия, а при кристаллизации флюорита (CaF_2) – увеличивалось. Это соотношение, как показано в работе (Markl, Baumgartner, 2002), определяет pH гидротермального раствора, оказывающего метасоматическое воздействие на протолит. Действительно, Д.С. Коржинским (Коржинский, 1993) показано, что реакция растворов меняется от щелочной в начале метасоматического процесса к кислой и затем вновь к щелочной. Изменение pH приводит к нестабильности ранее кристаллизовавшихся фаз и замещению их новыми, т. е. к формированию полизональных сегрегаций, очень характерных для изученных пород.

Выводы. Канкринит-вишневитовые сиениты обладают пойкилитовой структурой метасоматического происхождения и специфическим набором минералов, в котором сочетаются минералы разных ассоциаций. Эти породы образовались при автосоматической переработке существенно полевошпатовых пород (фойяитов?), при участии позднемагматических растворов, обогащенных натрием и летучими компонентами (H_2O , S, Cl, F).

Список литературы

- Буссен И.В., Сахаров А.С. Геология Ловозерских тундр. Л.: Наука, 1967. 125 с.
Буссен И.В., Сахаров А.С. Петрология Ловозерского щелочного массива. Л.: Наука, 1972. 296 с.
Коржинский Д.С. Основы метасоматизма и магматизма. М.: Наука, 1993. 239 с.
Семенов Е.И. Минералогия Ловозерского щелочного массива. М.: Наука, 1972. 308 с.
Сидельникова О.Ф., Михайлова Ю.А. Особенности химического состава пород пойкилитовой структуры Ловозерского щелочного массива. Тез. докл. Санкт-Петербург: ИГД РАН, 2020. С. 253–256.
Kramm U., Kogarko L.N. Nd and Sr isotope signatures of the Khibina and Lovozero agpaite centres, Kola Alkaline province, Russia. Lithos. 1994. № 32. P. 225–242.
Ferguson R.B. Whence orthoclase and microcline? A crystallographer's interpretation of potassium feldspar phase relations // The Canadian Mineralogist. 1979. T.17. № 3. P. 515–525.
Mikhailova, J.A., Ivanyuk, G.Y., Kalashnikov, A.O., Pakhomovsky, Y.A., Bazai, A.V., Yakovenchuk, V.N. Petrogenesis of the Eudialyte Complex of the Lovozero Alkaline Massif (Kola Peninsula, Russia) // Minerals. 2019. T. 9. № 10. P. 581.
Markl G., Baumgartner L. pH changes in peralkaline late-magmatic fluids // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2002. T. 144. № 3. P. 331–346.

ГЕОЛОГО-ГЕНЕТИЧЕСКАЯ ПРИНАДЛЕЖНОСТЬ ОРУДЕНЕНИЯ МОРОЗКИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ (ЮЖНАЯ ЯКУТИЯ)

Гузов В.Е.^{1,2}, Терехов А.В.¹, Молчанов А.В.¹

¹ *Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского,
Санкт-Петербург, Vladislav_Guzev@vsegei.ru*

² *Санкт-Петербургский горный университет, Санкт-Петербург*

На данный момент не существует общепризнанной классификации геологических типов месторождений золота. Имеющиеся классификации основаны на разделении золоторудных месторождений по различным признакам: глубине формирования, генезису, составу, типоморфным особенностям руд, связи с интрузивным магматизмом. Однако, важнейшим критерием их разделения, на котором построена современная зарубежная систематика золоторудных и золотосодержащих месторождений, является геодинамический режим формирования оруденения (Groves et al., 1998; Lang, Baker, 2001; Сафонов и др., 2007; Robert et al., 2007; Сафонов, 2010). Очевидно, что типизация месторождений золота, основанная на геодинамических-геотектонических обстановках формирования оруденения, не является универсальной, применительно к рассматриваемой территории. Тем не менее, предложенная классификация учитывает мировой опыт зарубежных исследователей и охватывает основные типы золоторудных и золотосодержащих месторождений.

Вопрос о типе месторождения Морозкинское дискусионен. По своим геолого-структурным и минералого-петрографическим параметрам оруденение Морозкинское месторождения имеет множественные черты сходства с группой золоторудных месторождений – IRGS (intrusion-related gold system). Месторождения «intrusion-related gold systems», являются одним из важнейших источников золота. Термин «intrusion-related deposit» (с англ. – месторождение, связанное с интрузивом) появился в конце XX века (Sillitoe, 1991). Соответственно, месторождения, связанные с интрузиями, формируются в связи со становлением рудоносных массивов преимущественно гранитоидного состава в диапазоне глубин 2–15 км в различных геодинамических обстановках (Lang, Baker, 2001; Hart, 2007). Распределение метасоматитов в пространстве контролируется до- и син-интрузивными структурами. Промышленное оруденение локализуется как в самих интрузивах (в участках интенсивной метасоматической переработки пород), так и в их над- и околоинтрузивных зонах (Hart, 2007). Рудные тела представлены жилами мощностью 0.1–2 м при протяженности от первых метров до нескольких сот метров, штокверковыми ареалами площадью до 1–2 км², а также зонами дробления мощностью 0.2–3 м и протяженностью до 300 м (Волков и др., 2007). Золото и сопутствующие металлы парагенетически связаны с поздними метасоматитами серицитового, карбонатного, силицитового составов, минеральным парагенезисом скарнового и грейзонового типов (Robert et al., 2007).

Месторождения золота, связанные с интрузивами, по характеристикам окислительно-восстановительного режима формирования рудогенерирующего магматического тела, независимо от их состава и глубины кристаллизации, подразделяются на месторождения, связанные с «окисленными» (Oxidized Intrusion Related Group) и «восстановленными» (Reduced Intrusion Related Group) интрузиями (Sillitoe et al., 1998; Hart, 2007; Robert et al., 2007). Их также называют магнетитовой (МС-окисленная) и ильменитовой (ИС-восстановленная) сериями (Ishihara, 1981; Кигаи, 2011). Границей разделения интрузий на «окисленные» и «восстановленные» служит состав флюидной фазы, P-T условия, и, главным образом, фугитивность кислорода. Как известно из опубликованной литературы (Ishihara, 1981; Кигаи, 2011), от степени фугитивности кислорода зависит валентность поливалентных элементов. Различные валентные формы характеризуются разной активностью в геохимических процессах и в зависимости от окислительно-восстановительных условий создают определенную специализацию

на те или иные элементы. Таким образом, с магматическими образованиями ильменитовой серии чаще связано вольфрамовое и оловянное оруденение, с магнетитовой – золото-медно-молибденовое (Кига́й, 2011).

В своей работе R.H. Sillitoe (Sillitoe et al., 1998), основываясь на определяющей роли f_{O_2} рудоносных магм в их металлогенической специализации, разделил месторождения, связанные с интрузивами, на 5 типов, отличающихся геохимической специализацией руд: Sn, W, Mo, Cu-Mo и Cu-Au. Для каждого типа руд выделены характерные золотосодержащие ассоциации. Магматические породы Морозкинского месторождения на графике $Fe_2O_3/FeO - Rb/Sr$ (рис. 1, а) попадают в область Cu-Au ассоциации, а на графике $Fe_2O_3/FeO - SiO_2$ (рис. 1, б) фигуративные точки образуют единое поле в области магнетитовой (окисленной) серии. Месторождения Cu-Au типа являются крайним членом ряда месторождений, связанных с интрузивами, которые приурочены к интенсивно окисленным интрузиям магнетитовой серии и характеризуются Au-Cu-Mo-Zn, Au-Fe-Cu и Au-Te-Cu-Pb-Zn ассоциациями (Sillitoe et al., 1998). Полученные данные позволяют отнести магматические породы алданского комплекса, проявленные на Морозкинском месторождении, к магнетитовой (окисленной) серии, что характерно для золото-медно-порфировых месторождений, которые пространственно и генетически связаны с «окисленными» интрузиями (Кига́й, 2011).

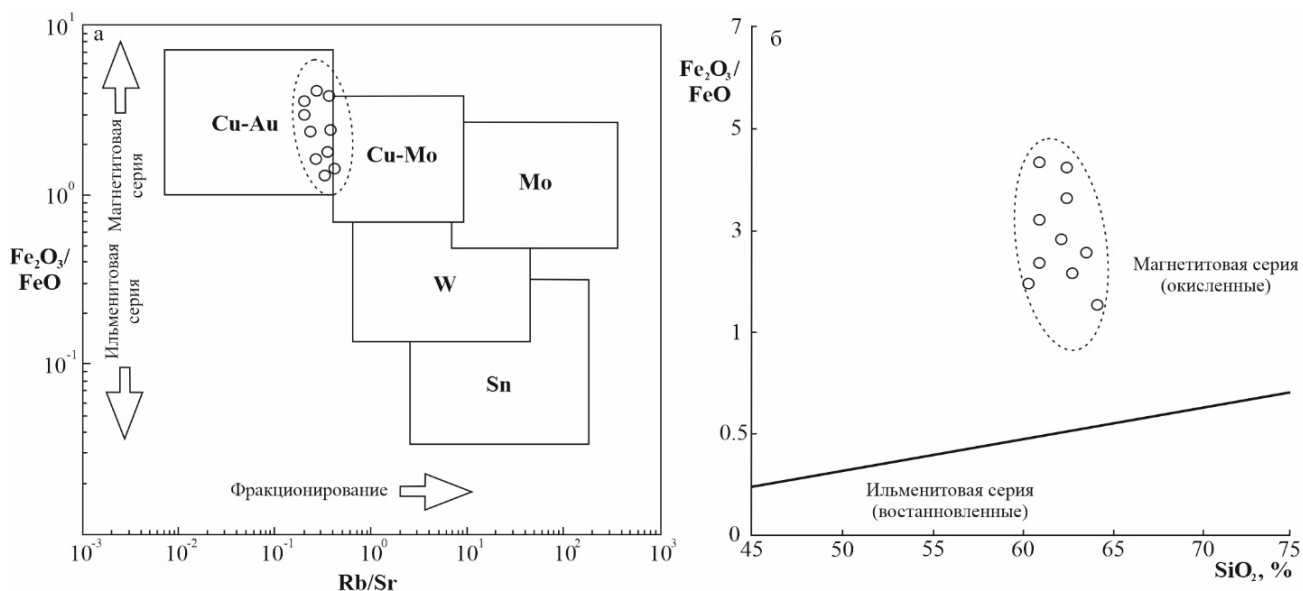


Рис. 1. Графики (а, б), отражающие зависимость состава рудно-минеральной ассоциации месторождений, связанных с интрузивами, от геохимических характеристик материнских интрузивных пород по (Ishihara, 1981; Thompson et al., 1999). Белыми кружками показаны породы горы Рудная

Сопоставление полученных данных по Морозкинскому месторождению с другими порфировыми объектами (табл. 1), связанными с «окисленным» магматизмом, показало конвергентность главных параметров с месторождениями Oxidized Intrusion Related Group (золото-медно-порфировый тип) по ряду признаков:

- Морозкинское месторождение, так же как «типичные» порфировые, тесно связано с близповерхностными порфировыми интрузиями сиенитового состава;
- Согласно современным представлениям исследователей, формирование в позднемезозойское время магматических пород Морозкинского месторождения происходило в окраинно-континентальной геодинамической обстановке;
- В структурно-тектоническом плане месторождение совпадает с Томмотской магмо- и рудоконтролирующей зоной разломов, которая выступала в роли подводящих каналов для магматических расплавов;

- Развитие оруденения в зонах гидротермальных изменений (окварцевание, серицитизация, скарнирование). Гидротермальный рудный процесс в березитах (~ 129 млн лет), связанный с формированием месторождения Морозкинское, и магматическая кристаллизация сиенитов горы Рудная (~ 130 млн лет) происходило практически синхронно;
- Оруденение внутри интрузии представлено преимущественно прожилково-вкрапленным (штокверковым), реже жильным типом; в его составе присутствуют кварц, серицит, анкерит, ортоклаз, альбит-олигоклаз, а также сульфиды;

Таблица 1. Сравнительная характеристика диагностических признаков Морозкинского месторождения с месторождениями Oxidized Intrusion Related Group (золото-медно-порфирового типа)

Характеристики	Oxidized Intrusion Related Group (золото-медно-порфировый тип)	Морозкинское месторождение
Эталонные объекты	Grasberg (Индонезия), Far Southeast (Филиппины), Cerro Casale (Чили), Batu Hijau (Сумбава, Индонезия)	Морозкинское месторождение (южная Якутия)
Геодинамическая обстановка формирования	Месторождения широко распространены в орогенах – в зонах интрузивного магматизма и известны в пределах всех древних зеленокаменных поясов мира	Окраино-континентальная обстановка
Магматизм	Породы гранитной, андезитовой, диоритовой и монзонит-сиенитовой формации	Породы монзонит-сиенитовой формации
Геологическая (структурная) позиция	Зоны пересечения глубинных разломов	К узлу пересечения региональных глубинных разломов (Томмотская зона)
Структурно-морфологический тип оруденения	Прожилково-вкрапленная, штокверковая сульфидная минерализация, реже жилы разлистования в пределах массива	Прожилково-вкрапленный, реже жильный тип внутри интрузии
Рудные минералы	Пирит, халькопирит, арсенопирит, магнетит, молибденит, борнит, пирротин, галенит, гематит, сфалерит, ковеллин, блеклые руды, халькозин	Главный минерал пирит, второстепенные: халькопирит, арсенопирит, гематит, галенит, сфалерит, магнетит
Жильные минералы	Кварц, серицит, анкерит, калиевый полевой шпат, биотит, хлорит, кальцит, каолинит, смектиты, эпидот	Кварц, серицит, анкерит, ортоклаз, альбит-олигоклаз, хлорит, эпидот
Геохимия	Основные компоненты Au, Ag, Cu; второстепенные Mo, Pb, Zn, W	Единственным промышленным компонентом руд является Au (с Ag); содержания Cu и Mo не превышают первых 0.0n %
Время формирования	От Архея до Кайнозоя, но большинство экономически привлекательных объектов моложе юры	Мезозой (ранний мел)
Форма нахождения самородного золота	В пирите, халькопирите, арсенопирите, борните, пирротине, магнетите, галените	В пирите, изредка в халькопирите и арсенопирите
Пробность золота	730–990	820–990
Изотопный состав серы сульфидов ($\delta^{34}\text{S}$)	Обычно от -7 до 5 ‰	От -2.5 до 1 ‰
Другие признаки	Наличие эруптивных брекчий	Силлы и дайки вогезитов и сиенит-порфиров

- Руды представлены простой ассоциацией рудных минералов (основные – пирит; второстепенные – халькопирит, арсенопирит, гематит, галенит и сфалерит);
- Геохимическая специализация руд Морозкинского месторождения: повышенные концентрации в рудах таких элементов как Cu (от 0.005 до 0.5 % (до 1–2 % в единичных пробах)),

при среднем содержании 0.14 %; Pb – от 0.002 до 0.4 % (до 1 % в единичных пробах) при среднем содержании 0.3 %; Mo – от 0.001 до 0.05 % при среднем содержании 0.007 %;

• Содержание меди в самородном золоте является надежным индикатором возможной генетической связи золотого оруденения с месторождениями медно-порфирового профиля.

Тем не менее, не смотря на сходство многих характеристик Морозкинского месторождения, которые являются типичными для медно-порфировых систем, оно не является образцовым порфировым объектом. Месторождение является мономинеральным, единственным промышленным компонентом руд служит золото (с серебром); содержания молибдена и меди в рудных телах не превышают первых сотых долей процента. В пределах рудоносного массива отсутствуют эруптивные брекчии, однако встречаются дайки и силлы вогезитов и сиенит-порфиров. Промышленное золотое оруденение приурочено к зонам березитизации, локализованной в участках интенсивной метасоматической переработки пород, развитых вдоль крутопадающих нарушений внутри интрузии, вмещающие породы преимущественно безрудны.

Подводя итоги проведенного сравнения, можно констатировать, что Морозкинское месторождение принадлежит к порфировому семейству, но из-за низкого содержания меди в рудах, оно не может быть отнесено к золото-медно-порфировому типу, а является представителем собственно Au-порфировым.

Список литературы

Кугай И.Н. Редокс-проблемы «металлогенической специализации» магматитов и гидротермального рудообразования // Петрология. 2011. Т. 19. № 3. С. 316–334.

Сафонов Ю.Г., Попов В.В., Волков А.В., Злобина Т.М., Чаплыгин И.В. Актуальные проблемы металлогении золота // Геология и геофизика. 2007. Т. 48. № 12. С. 1257–1275.

Groves D.I., Goldfarb R.J., Gebre-Mariam M., Hagemann S. G., Robert F. Orogenic gold deposits: A proposed classification in the context of their crustal distribution and relationship to other gold deposit types // Ore Geology Reviews. 1998. V. 13. P. 7–27.

Hart C.J.R. Reduced intrusion-related gold systems. Mineral deposits of Canada: A Synthesis of Major Deposit Types, District Metallogeny, the Evolution of Geological Provinces, and Exploration Methods: Geological Association of Canada, Mineral Deposits Division, Special Publication No. 5, 2007. P. 95–112.

Ishihara S. The granitoid series and mineralization // Economic Geology 75th Anniversary Volume. 1981. P. 458–484.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. V. 36. P. №. 6. P. 477–489.

Robert F., Brommecker R., Bourne B.T., Dobak P.J., McEwan C.J., Rowe R.R., Zhou X. Models and Exploration Methods for Major Gold Deposit Types. "Proceedings of Exploration 07: Fifth Decennial International Conference on Mineral Exploration" edited by B. Milkereit, 2007. P. 691–711.

Sillitoe R.H. Intrusion-related gold deposits. In: Gold metallogeny and exploration. Springer, Boston, MA, 1991. P. 165–209.

Sillitoe, R.H., Thompson J.F.H. Intrusion-related vein gold deposits: types, tectono-magmatic settings and difficulties of distinction from orogenic gold deposits // Resource Geology. 1998. V. 48. N 2. P. 237–250.

Thompson J.F.H., Sillitoe R.H., Baker T., Lang J.R., Mortensen J.K. Intrusion-related gold deposits associated with tungsten-tin provinces // Mineralium Deposita. 1999. V. 34. N 4. P. 323–334.

ОЗЕРА ПОЛУОСТРОВОВ РЫБАЧИЙ И СРЕДНИЙ (МУРМАНСКАЯ ОБЛАСТЬ) – ХИМИЯ ВОДЫ И ГЕОХИМИЯ ДОННЫХ ОТЛОЖЕНИЙ

Гузева А.В.^{1,2}, Слуковский З.И.^{2,3}, Малышева М.Б.²

¹ Санкт-Петербургский Федеральный исследовательский центр Российской академии наук
Институт озераведения РАН, Санкт-Петербург, alinaguzeva2108@gmail.com

² Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН, Апатиты

³ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

Введение. Важной частью комплексных исследований водных ресурсов какой-либо территории является изучение фоновых районов, где влияние антропогенных факторов отсутствует, либо сведено к минимуму. На территории Мурманской области примером такого района является территория природного парка регионального значения «Полуострова Рыбачий и Средний». Парк находится на северо-западе Мурманской области в зоне тундры. Ближайший крупный населенный пункт – город Мурманск, расположенный в 60 км от восточной границы парка. В 65 км к западу от парка находится город Заполярный и поселок городского типа Никель, где действуют предприятия Кольской горно-металлургической компании. Учитывая, что территория природного парка «Полуострова Рыбачий и Средний» является важным рекреационным объектом Мурманской области и всего Северо-запада России, исследование водных объектов (в первую очередь озер) района является актуальной задачей с точки зрения оценки потенциальных экологических рисков для биоты и человека. Цель данной работы – исследовать химический состав воды и донных отложений шести малых озер природного парка «Полуострова Рыбачий и Средний» с акцентом на выявление антропогенного воздействия на водные экосистемы.

Материалы и методы. Полевые работы были проведены в июле 2020 года на территории полуостровов Рыбачий и Средний (северная часть Мурманской области). Отбор проб воды осуществлялся с поверхностного слоя непосредственно в пластиковые бутылки объемом 1 л. Пробы донных отложений отбирали при помощи гравитационного отборника открытого типа (система Скогхейма). Для оценки валовых концентраций химических элементов колонки отложений разделялись на слои по 1 см, а для изучения форм нахождения тяжелых металлов – на слои по 3–5 см. Хранение и транспортировка проб воды и донных отложений осуществлялась с использованием полевой сумки-холодильника.

Оценка основных физико-химических параметров воды производилась по стандартным методикам в центре коллективного пользования ИППЭС КНЦ РАН (Апатиты). Подробная методика исследования водных проб описана здесь (Методы..., 2018). Содержание химических элементов в отложениях безымянного озера № 2 производилось с помощью масс-спектрометра с индуктивно связанной плазмой в аналитическом центре ИГ КарНЦ РАН (Петрозаводск). Подробная методика описана здесь (Slukovskii et al., 2018). Подготовка селективных вытяжек для изучения форм нахождения тяжелых металлов осуществлялась на базе Института озераведения РАН (Санкт-Петербург). Методика описана здесь (Guzeva et al., 2021).

Результаты и обсуждение. Воды изученных озер относятся к хлоридному классу натриевой группы (табл. 1). Величина минерализации вод водоемов варьирует от 8 до 28 мг/л, что говорит о невысоком уровне минерализации (типично для пресноводных водных объектов Мурманской области). Величины рН и электропроводности вод исследованных озер близки к фоновым значениям доля региона, а величина цветности вод даже ниже фоновых параметров. Существенных превышений фоновых концентраций тяжелых металлов и других микроэлементов не выявлено за исключением небольших превышений по Ni, Cu и Zn в отдельных исследованных водоемах.

Таблица 1. Основные гидрохимические показатели озер

	б/н № 1	б/н № 2	б/н № 3	б/н № 4	б/н № 5	б/н № 6	фон
pH	6.04	6.26	5.77	6.48	6.35	6.40	6.20
Электропроводность, мкСм/см	23.1	23.6	14.0	45.5	39.6	24.8	31.8
Ca ²⁺ , мг/л	0.58	0.71	0.27	1.08	2.19	1.60	1.40
Mg ²⁺ , мг/л	0.44	0.44	0.22	1.38	1.06	0.47	0.80
Na ⁺ , мг/л	3.60	3.60	2.26	6.16	4.60	3.08	3.80
K ⁺ , мг/л	0.17	0.17	0.11	0.47	0.28	0.29	0.40
HCO ₃ ⁻ , мг/л	2.38	3.05	0.61	4.27	4.03	3.66	5.60
SO ₄ ²⁻ , мг/л	1.36	1.85	0.86	3.82	4.69	2.67	2.50
Cl ⁻ , мг/л	5.43	5.11	3.28	10.65	7.41	5.04	5.40
Минерализация, мг/л	13.8	14.8	7.50	27.4	24.0	16.5	19.9

Анализ валовых концентраций химических элементов в донных отложениях безымянного озера № 2 выявил динамику увеличения концентраций Ni и Cu в верхних 5 см осадков по сравнению с нижними слоями отложений (рис. 1). Это очевидно связано с дальним переносом загрязнителей от металлургического комбината в г. Никель, где до 2020 года велась переработка медно-никелевой руды. Аналогичные закономерности отмечались и в других озерах, расположенных в зоне влияния предприятия (Zubova et al., 2020). Следует отметить, что небольшие превышения концентраций Ni и Cu в воде всех изученных озер также говорят о влиянии металлургического комбината.

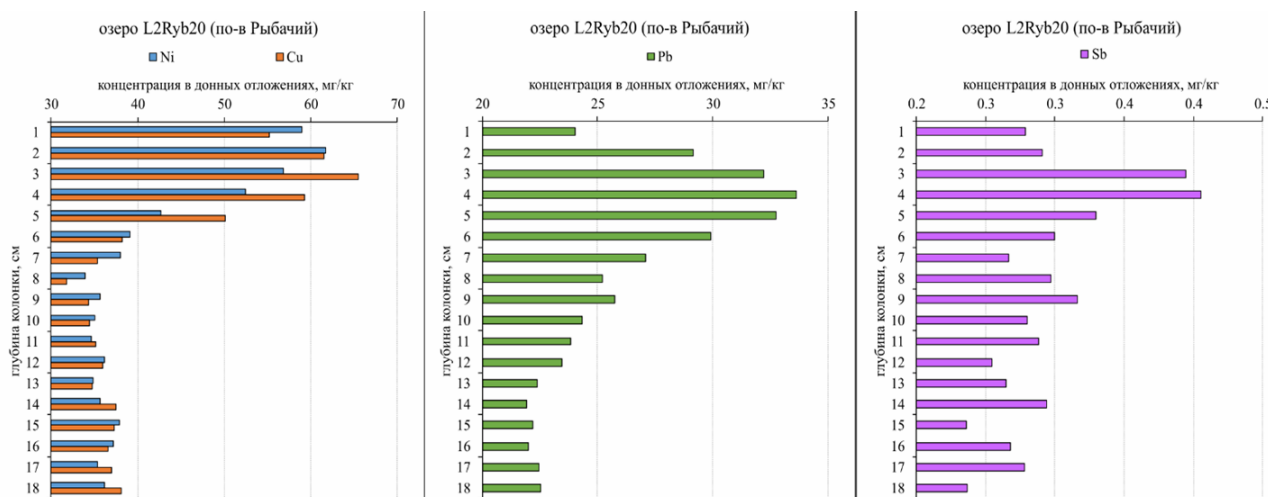


Рис. 1. Вертикальное распределение Ni, Cu, Pb и Sb в колонке отложений безымянного озера № 2 (полуостров Рыбачий, Мурманская обл.)

Кроме Ni и Cu в осадках безымянного озера № 2 выявлен тренд увеличения валовых концентраций Pb от самых нижних слоев (13–18 см) к слою 3–4 см и далее спад концентраций Pb в слоях от 0 до 3 см. Эта ситуация типична для озер севера России и соседних стран, так как Pb известен как геохимический агент дальнего переноса загрязнителей от техногенных источников в первую очередь в результате сжигания угля на промышленных предприятиях (McConnell, Edwards, 2008). Подтверждением этого факта может служить корреляция между концентрациями Pb и Sb, так как Sb также является углефильным элементом, и может попадать в окружающую среду в результате сжигания топлива (Krachler et al., 2005). Кроме этого, Pb использовался в качестве добавки к моторному топливу, что способствовало его техногенному распространению в природе (Thomas, 1995).

Остальные изученные элементы не имеют подобной динамики распределения в колонке отложений безымянного озера № 2. Более того, отмечается увеличение концентраций редкозе-

мельных элементов, Th, Sr, Zn, V и Mn от верхних слоев донных осадков к нижним. Интересно отметить, что в данной местности в донных отложениях малых озер совершенно не проявляется влияние мазутной ТЭЦ и котельных города Мурманска, что ранее на примере V и Ni было установлено для водоемов вблизи этих предприятий (Slukovskii et al., 2020). Это подтверждает факт того, что дальность переноса загрязнителей от ТЭЦ в разы меньше по сравнению с дальностью переноса загрязнителей от металлургических и горных предприятий.

Анализ форм нахождения элементов в донных отложениях показал, что для V, Cr, Cu, Zn, Sb, Pb, Sn, Cd, Co, Mn, Ni по всей глубине колонки преобладает устойчивая фракция (65–95 % от валового содержания элементов). С гумусовым веществом преимущественно связаны Sb (8–14 %) > Pb (5–9 %) > Cu (5–9 %) > V (2–5 %) > Zn (2–4 %) > Cr (1–3 %). Относительное и абсолютное содержание металлов в данной фракции распределено достаточно равномерно по всей глубине колонки. Cu (2–5 %), Ni и Sb (2–3 %) обнаружены во фракции, ассоциированной с гидратированными оксидами Fe и Mn. Для остальных элементов данная фаза составляет не более 1 % по всей глубине колонки. В целом, большинство металлов (в том числе, приоритетные загрязнители – Cu, Ni, Pb) обладают относительно низкой подвижностью (потенциальной биодоступностью) в донных осадках озера. В мобильных формах (сумма обменной и специфически сорбированной фракциях) обнаружены Mn, Co, Zn, Cd, Pb, Ni. По подвижности элементы составляют следующий ряд (даны проценты от валового содержания): Cd (33–50 %) > Zn (9–22 %) > Mn (3–16 %) > Ni (5–11 %) > Pb (5–10 %) > Co (4–10 %).

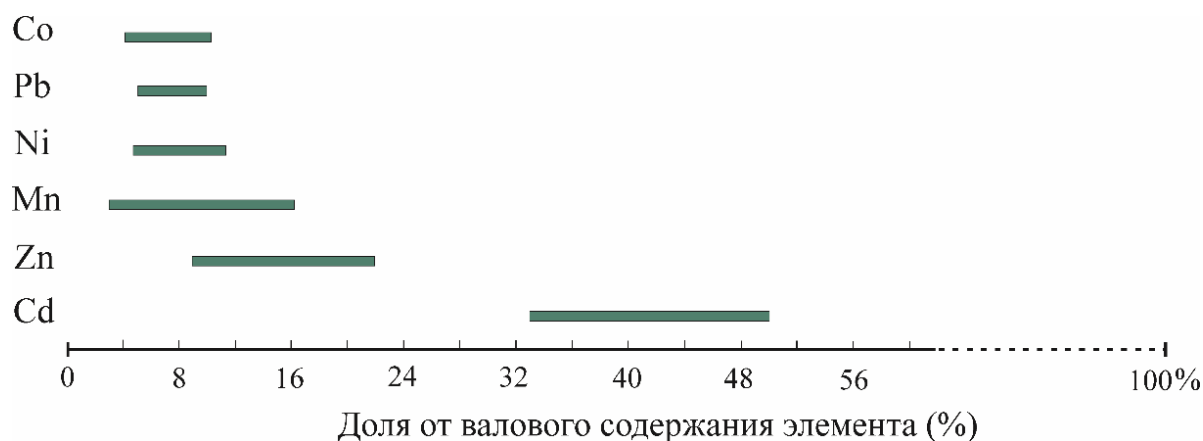


Рис. 2. Доля подвижных форм (сумма фракций 1 и 2) по всей глубине колонки отложений безымянного озера № 2 (полуостров Рыбачий, Мурманская обл.)

Выводы. Первые исследования шести озер, расположенных на территории природного парка регионального значения «Полуострова Рыбачий и Средний» показали, что химический состав воды водоемов близок к фоновому уровню. Исключения составляют небольшие превышения по Ni, Cu и Zn. В химическом составе донных отложений одного из изученных озер выявлены аномалии по Ni, Cu, Pb, Sb и Cd в верхних слоях осадков по сравнению с нижними (фоновыми) слоями. Основным фактором появления эти геохимических особенности отложений является дальний перенос загрязнителей от местных металлургических заводов и предприятий, сжигающих уголь, из других районов мира. Основной формой нахождения тяжелых металлов в изученных осадках является минеральная фаза. Наиболее подвижными элементами являются Cd, Zn и Mn. С гумусом отложения теснее всего связаны Sb, Pb и Cu. Исследования геохимической специфики воды и донных отложений озер данного региона будут продолжены.

Исследования выполнены в рамках гранта Российского научного фонда № 19-77-10007 (исследование донных отложений), а также в рамках выполнения государственного задания ИППЭС КНЦ РАН (гидрохимические исследования).

Список литературы

- Методы экологических исследований водоемов Арктики: монография / С.С. Сандимиров, Л.П. Кудрявцева, В.А. Даувальтер и др. – Мурманск: Изд-во МГТУ, 2018. 183 с.
- Guzeva A.V., Slukovskii Z.I., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Cherepanov A.A.* Trace element fractions in sediments of urbanised lakes of the arctic zone of Russia // *Environmental Monitoring and Assessment*. 2021. Vol. 193: 378.
- Krachler M., Zheng J., Koerner R., Zdanowicz C., Fisher D., Shotyк W.* Increasing atmospheric antimony contamination in the northern hemisphere: snow and ice evidence from Devon Island, Arctic Canada // *J. Environ. Monitor.* 2005. Vol. 7(12). P. 1169–1176.
- McConnell J.R., Edwards R.* Coal burning leaves toxic heavy metal legacy in the Arctic // *PNAS*. 2008. Vol. 34. P. 12140–12144.
- Slukovskii Z., Medvedev M., Mitsukov A., Dauvalter V., Grigoriev V., Kudryavtzeva L., Elizarova I.* Recent Sediments of Arctic Small Lakes (Russia): Geochemistry Features and Age // *Environment Earth Science*. 2021. 80 (302).
- Slukovskii Z., Dauvalter V., Guzeva A., Denisov D., Cherepanov A., Siroezhko E.* The Hydrochemistry and Recent Sediment Geochemistry of Small Lakes of Murmansk, Arctic Zone of Russia. *Water*. 2020, 12, 1130.
- Thomas V.* The elimination of lead in gasoline // *Annu. Rev. Energ. Environ.* 1995. Vol. 20. P. 301–324.
- Zubova E.M., Kashulin N.A., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Valkova S.A., Vandysh O.I., Slukovskii Z.I., Terentyev P.M., Cherepanov A.A.* Long-term environmental monitoring in an arctic lake polluted by heavy metals under climate change // *Environments*. 2020. 7: 34.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЭКОЛОГИИ ОЗЕР КОЛЬСКОГО СЕВЕРА

Даувальтер В.А.¹, Сандимиров С.С.¹, Слукровский З.И.^{1,2}

¹ Институт проблем промышленной экологии Севера Кольского научного центра РАН, Апатиты, v.dauvalter@ksc.ru

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

Заполярное расположение Мурманской области, соприкосновение с незамерзающим Баренцевым морем, климатические и геологические условия обуславливают специфические особенности формирования химического состава воды и донных отложений озер исследуемого региона в условиях антропогенного пресса (Моисеенко и др., 1996). Всего в Мурманской области в пределах гидрографического района 105593 озера (рис. 1). Территория Мурманской области относится к холодной гумидной зоне. Здесь выделяются лесотундровый, северотаежный и горный ландшафты. Геохимические различия этих ландшафтов выражаются в характере мобилизации и переноса веществ и определяются зональными (природно-климатическими) и азональными (характер рельефа и почвообразующих пород) факторами.

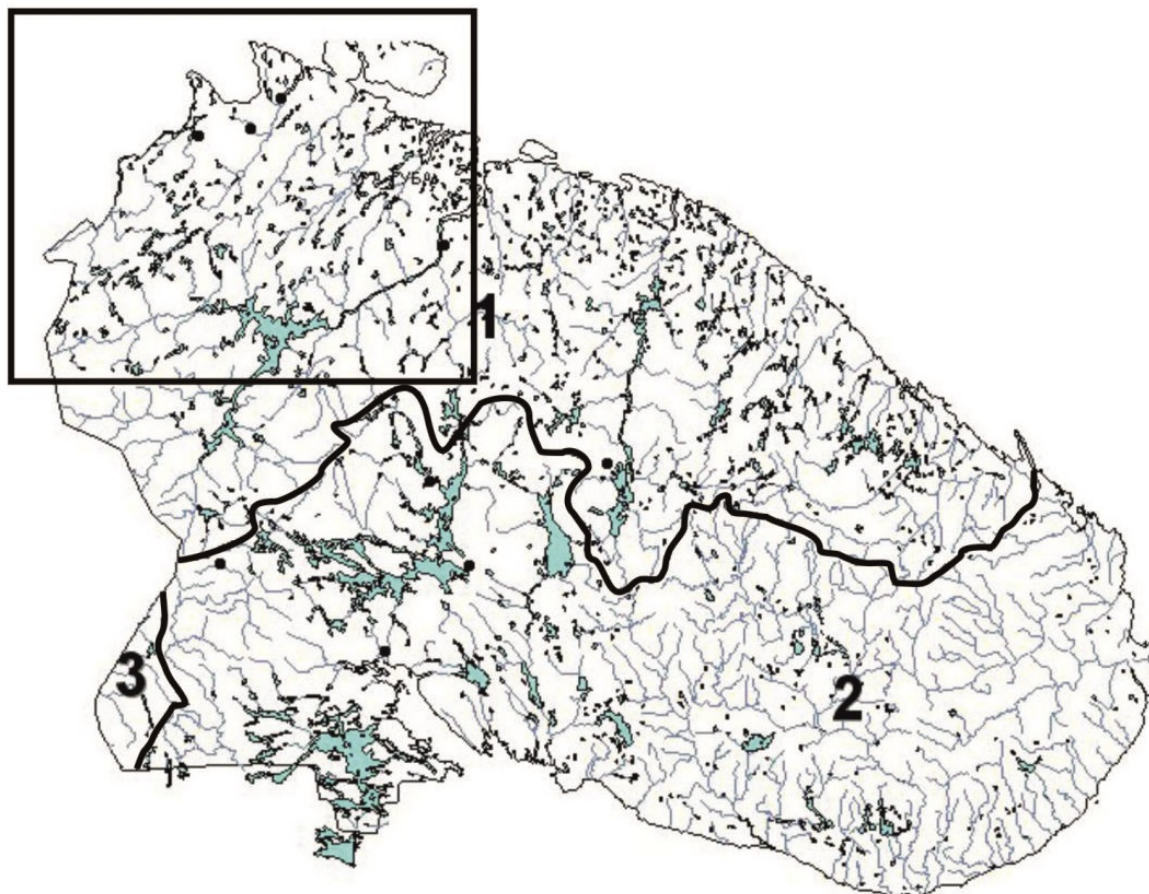


Рис. 1. Гидрографическая сеть Мурманской области. Бассейны:

1 – Баренцева моря, 2 – Белого моря, 3 – Балтийского моря. Прямоугольником обозначена территория влияния выбросов комбината «Печенганикель»

Функционирование горно-металлургического комплекса Мурманской области ведет к загрязнению озер сточными водами, содержащими тяжелые металлы, взвешенные вещества, минеральные соли, токсичные органические вещества – флотореагенты. Территория водосборов озер

Мурманской области интенсивно загрязняется аэротехногенным путем. Выбросы соединений серы вызывают закисление малых озер и рек, кислотные осадки способствуют вымыванию металлов в водоемы (Моисеенко и др., 1996). С пылеватыми выбросами разносятся тяжелые металлы, вызывая токсичное загрязнение вод. Зона высоких концентраций тяжелых металлов простирается на 30–40 км от горно-металлургических комбинатов (Кашулин и др., 2009) (рис. 2).

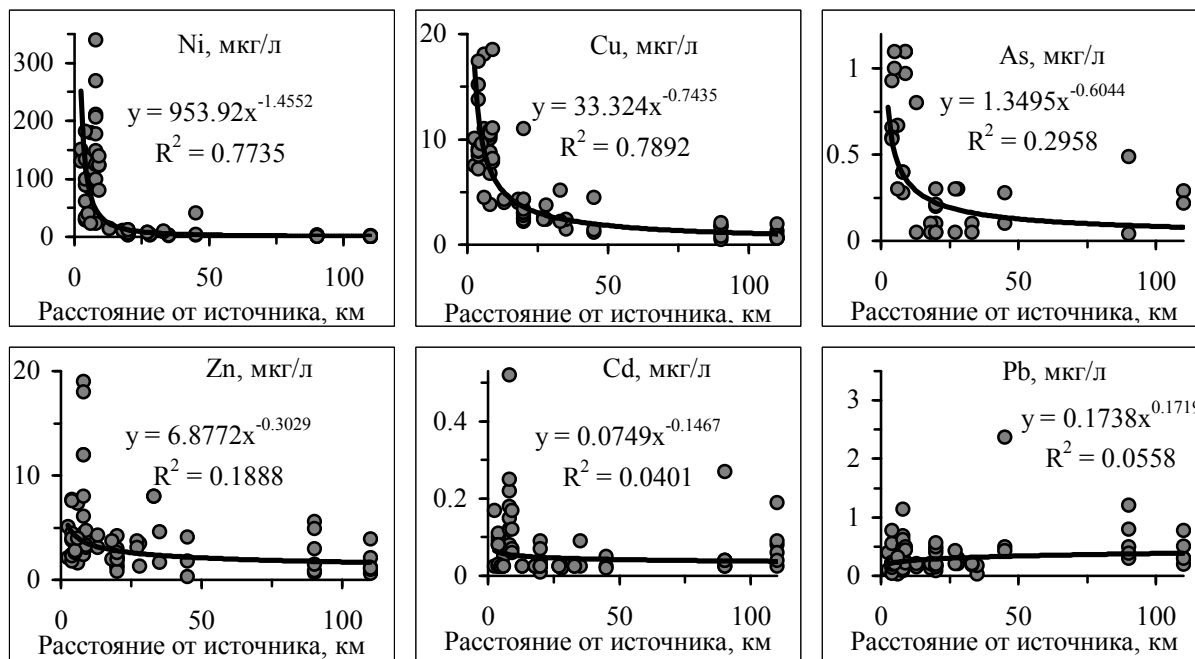


Рис. 2. Распределение концентраций основных загрязняющих элементов (мкг/л) в воде озер по мере удаления от комбината «Печенганикель»

Сопоставление схем распределения показателей рН, органического вещества, суммы катионов и щелочности в водоемах позволяют выделить зоны закисления с учетом ведущего фактора: в горной тундре центральной и северо-западной части региона закисление вод определяется вытеснением гидрокарбонатов сульфатами; в восточной заболоченной тундре и лесной зоне кислотность озер связана с органическим веществом, влияние которого усиливается техногенными сульфатами (Моисеенко и др., 1996, 1997). Результаты широкомасштабных исследований подтвердили ряд общеизвестных положений об относительно низких концентрациях фосфора, азота и органического вещества в озерах Кольского Севера. Анализ территориального распределения биогенных элементов и органического вещества выявляет их увеличение по направлению к заболоченной тундре и лесотундре, а также с севера на юг – от зон тундры к лесотундре и к тайге (Моисеенко и др., 1996). Сопоставление содержания элементов в поверхностных водах с картой почвенно-растительного покрова показывает, что данное увеличение закономерно и связано с развитием лесных и болотных водосборов (юго-восточная часть Кольского полуострова). Сравнение предлагаемых нормативов с разработанными нормами в Канаде и Норвегии показывает, что они достаточно сопоставимы и могут быть предложены в качестве критериев оценки степени загрязнения тяжелыми металлами пресноводных водоемов Мурманской области. Критерии качества поверхностных вод для водоемов Мурманской области разработаны впервые и носят предварительный характер (Kashulin et al., 2017). Для расширения списка контролируемых показателей и обоснования их количественных характеристик требуется более глубокая проработка данного вопроса.

Донные отложения (ДО) водоемов являются важным источником информации о геохимических и экологических условиях, существовавших на водосборе и в самом водоеме, позволяют оценить современное экологическое состояние воздушной и водной среды (Даувальтер, 2012).

Формирование химического ДО водоемов происходит в результате разнообразных процессов: климатических, гидрологических, механических, физических, химических, биологических и других, протекающих во времени как на водосборной площади, так и в самом озере. Самые глубокие слои в колонках ДО (обычно между 20 и 30 см) отражают фоновые содержания элементов и соединений, т. к. эти слои образовались более 200 лет тому назад, т. е. до начала освоения северных регионов. Средние фоновые доиндустриальные значения (C_n^i) для каждого элемента определялись как среднее значение плюс одно стандартное отклонение. Фоновые концентрации тяжелых металлов (ТМ) в различных районах довольно не постоянны по всем исследуемым объектам, что отражает значительные вариации в геохимии коренных пород и в условиях осадконакопления в целом. Средние значения фоновых содержаний (C_n^i) для Ni, Cu, Co, Zn в ДО малых озер севера Фенноскандии подобны последним в Северной Америке и Скандинавии (Даувальтер, 2012). Установленные фоновые значения элементов и соединений являются основой для определения уровня современного антропогенного загрязнения пресноводных экосистем.

Средние скорости осадконакопления в озерах северной Фенноскандии за последние полтора столетия довольно постоянны и находятся в пределах 0.3–0.6 мм/год. Исключение составляют два финляндских озера, в которых эти значения в среднем составляют 1.0–1.25 мм/год. Увеличение концентраций Ni и Cu в ДО озер северной Фенноскандии датируется 30–40-ми годами и связано с началом горно-металлургической деятельности на территории Северной Норвегии и Мурманской области (Даувальтер и др., 2015). С увеличением расстояния от источников загрязнения уменьшаются концентрации Ni и Cu в поверхностных слоях ДО и снижается разброс содержаний в целом по колонке (Dauvalter, Rognerud, 2001). Значительное увеличение концентраций Pb датируется концом XIX – началом XX в. С увеличением расстояния от источников загрязнения Pb становится одним из основных загрязнителей. Особенно это характерно для финляндских озер.

Недавние исследования (Slukovskii et al., 2020a, 2020b) поведения Pb в городских озерах Мурманской области (города Мурманск, Мончегорск, Кировск) показали, что тенденции к существенному росту концентраций этого ТМ в современных отложениях отмечены с начала или середины 20-го века (рис. 3). В части озер, в верхних слоях концентрации Pb снижаются, что связано с отказом от использования этилированного бензина. Однако в озерах Окуневое (Мурманск) и Комсомольское (Мончегорск) отмечен рост содержания Pb до самых современных слоев изученных ДО. Это может быть вызвано процессом ежегодного сноса материала из загрязненного почвенного покрова в городские озера или иными источниками загрязнения окружающей среды этим ТМ.

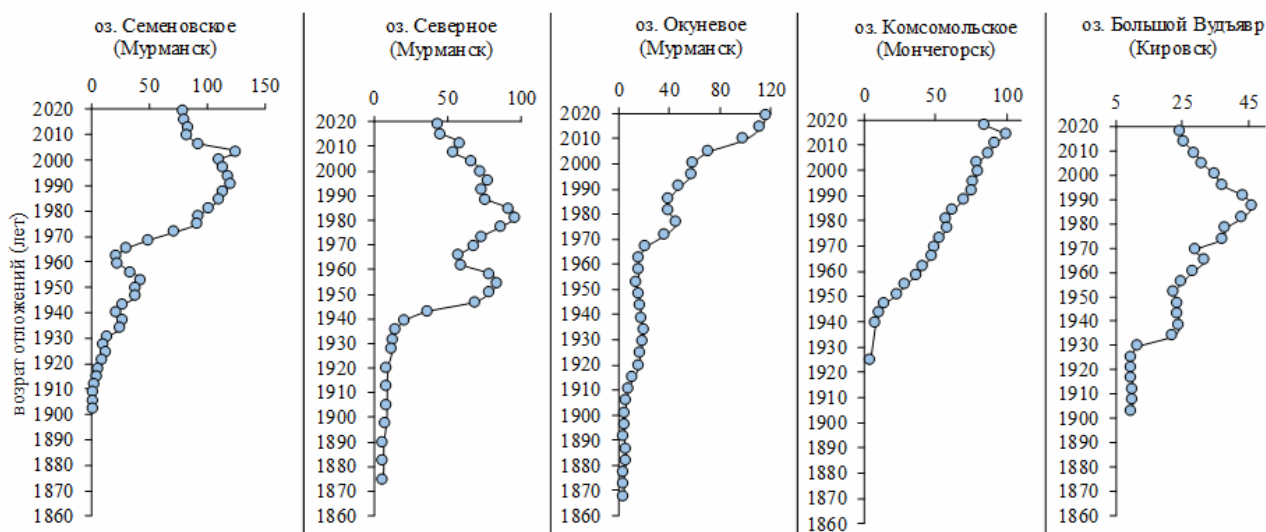


Рис. 3. Вертикальное распределение концентраций Pb (в мг/мг) в современных отложениях городских озер Мурманской области

Наибольшим уровнем накопления Pb характеризуются отложения озер г. Мурманска, крупнейшего города Мурманской области (рис. 3). Следует отметить, что в Мурманские озера Pb мог попадать не только в связи с автомобильным транспортом или выбросами промышленных предприятий, но и в связи с негативным влиянием угольного терминала в порту города. Известно, что Pb в качестве примеси входит в состав топочных углей.

Маркерами загрязнения водосборных бассейнов служат As и Cd. Начало загрязнения этими элементами датируется серединой XIX в. Это загрязнение связано с развитием промышленности в Европе и России и воздушным трансграничным переносом загрязняющих веществ в высокие широты. Освоение северных территорий и дальнейшее развитие промышленности в Европе сказалось в следующем увеличении концентраций As и Cd в начале текущего столетия. Резкое повышение концентраций As на (порядок по сравнению с фоновыми слоями) и Cd в середине XX в. связано с развитием промышленности в послевоенные годы.

Выявлено, что ареалы высоких значений концентраций тесно коррелируемых элементов Ni, Cu, Co и Hg в поверхностных ДО малых озер Мурманской области совпадают и ограничиваются 40 км локальной зоной вокруг металлургических предприятий. Увеличение содержаний Pb прослеживается с востока на запад, что отражает общий поток переноса загрязняющих веществ из центра Европы на северо-восток в Арктику. Наряду с Pb, Cd также является глобальным загрязнителем.

Для оценки загрязнения пресноводных экосистем использовалась методика определения индекса экологической опасности, предложенная (Håkanson, 1980), и адаптированная для условий европейского севера. Коэффициент загрязнения (C_f^1) подсчитывался как частное от деления концентрации элемента или соединения в поверхностном сантиметровом слое к доиндустриальному фоновому значению. Степень загрязнения (C_d) определялась как сумма коэффициентов загрязнения для всех загрязнений. Очень высокие значения C_d отмечены в малых озерах территории Мурманской области на расстоянии до 10 км от источников загрязнения, значительные значения – до 15 км, а умеренные – до 40 км, причем, озера, расположенные по преобладающему направлению господствующих ветров (к северо-западу от комбинатов), имеют большие значения C_d .

Список литературы

Даувальтер В.А. Геоэкология донных отложений озер. Мурманск: Изд-во Мурманского гос. техн. ун-та, 2012. 242 с.

Даувальтер В.А., Кашулин Н.А., Денисов Д.Б. Тенденции изменения содержания тяжелых металлов в донных отложениях озер Севера Фенноскандии в последние столетия // Труды Карельского научного центра РАН. 2015. № 9. С. 62–75.

Кашулин Н.А., Сандимиров С.С., Даувальтер В.А., Терентьев П.М., Денисов Д.Б. Экологический каталог озер Мурманской области. Северо-западная часть Мурманской области и приграничной территории сопредельных стран. В 2 ч. Апатиты: Изд-во КНЦ РАН, 2009. Ч. 1. 226 с. Ч. 2. 262 с.

Моисеенко Т.И., Родюшкин И.В., Даувальтер В.А., Кудрявцева Л.П. Формирование качества поверхностных вод и донных отложений в условиях антропогенных нагрузок на водосборы арктического бассейна. Апатиты: Изд-во КНЦ, 1996. 264 с.

Моисеенко Т.И., Даувальтер В.А., Родюшкин И.В. Геохимическая миграция элементов в субарктическом водоеме (на примере озера Имандра). Апатиты: Изд-во КНЦ, 1997. 128 с.

Dauvalter V., Rognerud S. Heavy metals pollution in sediment of the Pasvik River drainage // Chemosphere. 2001. V. 42, No 1. P. 9–18.

Håkanson L. An ecological risk index for aquatic pollution control – a sedimentological approach // Water Res. 1980. V. 14. P. 975–1001.

Kashulin N.A., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Valkova S.A., Vandysh O.I., Terentjev P.M., Kashulin A.N. Selected aspects of the current state of freshwater resources in the Murmansk Region, Russia // Journal of Environmental Science and Health, Part A. 2017. V. 52. No. 9. P. 921–929.

Slukovskii Z., Dauvalter V., Guzeva A., Denisov D., Cherepanov A., Siroezhko E. The Hydrochemistry and Recent Sediment Geochemistry of Small Lakes of Murmansk, Arctic Zone of Russia // Water. 2020a. V. 12. 1130.

Slukovskii Z.I., Dauvalter V.A., Denisov D.B., Siroezhko E.V., Cherepanov A.A. Geochemistry features of sediments of small urban arctic Lake Komsomolskoye, Murmansk region // IOP Conference Series: Earth and Environmental Science. 2020b. V. 467. 012004.

ОСОБЕННОСТИ ГЕОЛОГИЧЕСКОГО СТРОЕНИЯ ЖЕЛЕЗОРУДНЫХ ТОЛЩ КОНТОККСКОЙ СЕРИИ КОСТОМУКШСКОГО ЗЕЛЕНОКАМЕННОГО ПОЯСА

Егоров А.В., Слабунов А.И., Нестерова Н.С.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, av.egorov1@kostomuksha.ru

Введение. Костомукшский зеленокаменный пояс расположен в западной части Карельского кратона, представляет собой вытянутую на 25 км (при ширине 5–7 км) субмеридиональную структуру. Пояс сложен супракрустальными образованиями, которые подразделяются на две серии: вулканогенно-осадочную контоккскую, развитую в западной части, и преимущественно осадочную – гимольскую (рис. 1а) (Горьковец и др., 1981; Раевская и др. 1992). Крупнейшее на северо-западе России Костомукшское месторождение железных руд приурочено к комплексу метаосадочных пород гимольской серии. Благодаря регулярным с момента запуска Костомукшского ГОКа разведочным и добычным работам на месторождении, разрез гимольской серии изучен достаточно детально. Вместе с тем железорудные толщи известны и в составе контоккской серии (Горьковец и др., 1981; Кожевников, 1982; Раевская и др. 1992; Лобач-Жученко и др., 2000; Slabunov et al., 2020). В данной работе именно на них и будет обращено внимание. Рудные горизонты в этой толще менее привлекательны с точки зрения промышленного освоения, однако исследование данных руд и вмещающих их комплексов пород позволяет оценить различные условия формирования полосчатых железистых кварцитов (banded iron formation – BIF) в пределах одного зеленокаменного пояса. В разрезе контоккской серии выделяется три свиты: ниemiaрвинская, шурловаарская и руvинваарская. Возраст формирования пород ниemiaрвинской и руvинваарской свит оценивается в 2.84–2.79 млрд лет, а шурловаарской в 2.80–2.79 млрд (Лобач-Жученко и др., 2000; Кожевников и др., 2006; Puchtel et al., 1998), при этом следует обратить внимание, что возраст гимольской железорудной толщи значительно моложе – 2.76–2.74 млрд лет (Слабунов и др., 2021).

Геологическое строение участка работ. Полевые работы проводились на участке западнее оз. Заячьего. В ходе работ были обнаружены, задокументированы и опробованы BIF шурловаарской и руvинваарской свит. Озеро Заячье расположенное в 5 км к западу от центрального карьера Костомукшского месторождения (рис. 1б). Участок работ сложен метаморфизованными архейскими породами вулканогенно-осадочной контоккской серии, которые прорываются неоархейскими интрузиями санукитоидов (Бибикова и др., 2005; Кулешевич, Фурман, 2009). Рудные тела отмечены на плане по данным наземной магниторазведки, заверенной разведочными канавами, шурфами и скважинами. Геологические границы и тектонические нарушения проведены по данным полевых маршрутов поисковой стадии разведки (Шрамко и др., 1977).

Согласно (Горьковец и др., 1981) разрез Костомукшского зеленокаменного пояса последовательно наращивается с запада на восток. В пределах участка работ, наиболее древними являются породы ниemiaрвинской свиты, представленные метаморфизованными вулканитами основного состава с характерной текстурой шаровых лав, которые развиты к западу от оз. Заячьего. На основных вулканитах ниemiaрвинской свиты согласно залегает вулканогенно-осадочная толща шурловаарской свиты, в составе которой широко развиты BIF. Толща шурловаарской свиты согласно перекрывается породами руvинваарской свиты, которые представлены метаморфизованными вулканитами основного и ультраосновного состава. В пределах руvинваарской свиты также фиксируется горизонт BIF. В целом породы участка залегают моноклинально. Простираение структуры субмеридиональное в северо-восточном направлении с падением на юго-восток под углом 75–85 градусов.

В результате тектонических движений участок разбит на блоки системой субширотных прямолинейных разрывных нарушений. Падение сместителя под углом 80–85 градусов, предполагаемые амплитуды смещения – первые сотни метров.

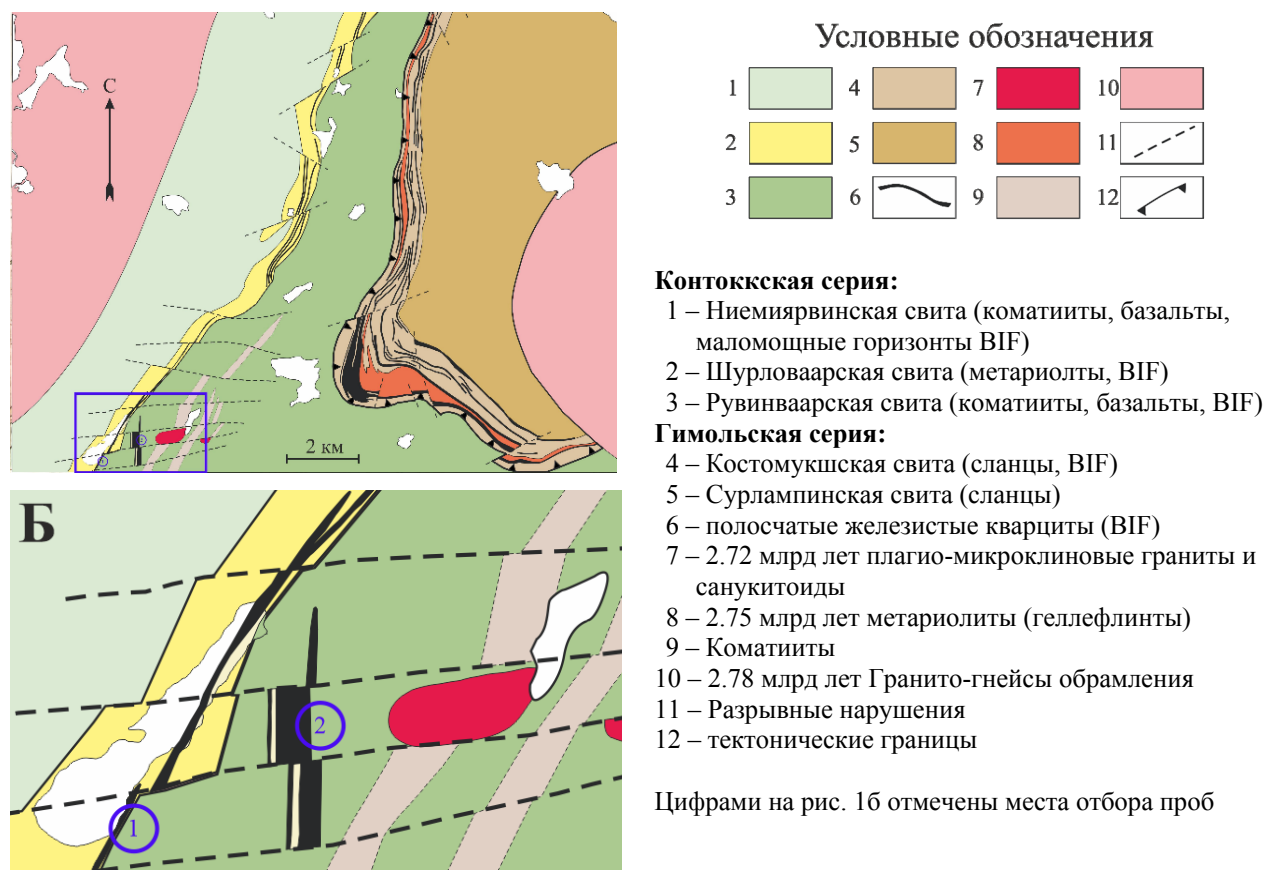


Рис. 1. Схема геологического строения центральной части Костомукшского зеленокаменного пояса (А) с детализацией в районе участка работ (Б), по материалам (Шрамко и др., 1977; Горьковец и др., 1981, Кожевников и др., 2006 и авторов).

Железорудная толща в породах шурловаарской свиты. Обнажение на восточном берегу оз. Заячьего представляет собой рудную зону с видимой мощностью 15 м (рис. 1б). Форма рудной залежи пластовая северо-восточного простирания с падением на юго-восток под углом 80 градусов. ВIF подстилаются кислыми вулканитами шурловаарской свиты и перекрываются метабазами рувинваарской свиты. Контакты с вмещающими породами согласные.

Руды в обнажении представлены магнетитовыми ВIF (рис. 2). В составе породы наблюдаются крупнокристаллические минералы магнетита и кварца, а также амфиболы, пироксен, хлорит. Структура линзовидно-полосчатая. Мономинеральные прослои магнетита слагают полосы с невыдержанной мощностью от 1 до 10 см и протяженностью до 70 см, которые составляют от 35 до 50 % породы. Кварц представлен в форме плоских вытянутых линз протяженностью до 50 см, при мощности 1–10 см. Акцессорные минералы: сульфиды (пирит, пирротин) и единичные зерна циркона.

Геохимические особенности ВIF этой свиты заключаются в высоких содержаниях Sc (Slabunov et al., 2020).

Железорудная толща в породах рувинваарской свиты. Рудная зона в толще метабазальтов рувинваарской свиты вскрыта разведочной канавой субширотного простирания, протяженностью >300 м. В плане зона представлена телом ВIF, пластообразной формы, разбитым на три тектонических блока. (рис. 1б) Простирание тела меридиональное, протяженность 700 м, мощность до 95 м, падение на восток 75 градусов. Подстилающие и перекрывающие породы представлены основными вулканитами рувинваарской свиты, залегающими согласно. В пределах рудной зоны отмечается переслаивание ВIF и кварц-амфибол-биотитовых сланцев, а также присутствие кислых вулканитов.

Руды представлены биотит-амфибол-магнетитовыми кварцитами (рис. 3). Макроскопически характеризуются серой и темно-зеленой окраской. Структура лепидогранобластовая, текстура нечетко-полосчатая, в зонах тектоники – брекчиевидная. Минеральный состав руд, размер зерен и количественное содержание минералов приведены ниже.



Рис. 2. Обнажение железистых кварцитов шурловаарской свиты



Рис. 3. Обнажение железистых кварцитов рувинваарской свиты

Магнетит является главным рудным минералом, содержание его варьирует от 10 до 35 %, зерна магнетита имеют изометричную и удлиненную форму, размер 0.03–0.09 мм. В прослоях с высоким содержанием магнетита размер зерен увеличивается до 1.25 мм, а в бедных прослоях, преимущественно кварцевых, амфиболовых или биотитовых, магнетит рассеян в виде пылевидных частиц.

Амфиболы в большинстве случаев представлены грюнеритом, реже сине-зеленой роговой обманкой. Содержание амфиболов от 5 до 40 % (в существенно-амфиболовых разновидностях). Форма зерен – призматическая, размер кристаллов от 0.1 до 0.8 мм, в основном 0.1–0.2 мм. Грюнерит часто замещается сине-зеленой (щелочной) роговой обманкой.

Биотит образует мономинеральные прослои, содержание от 5–8 % до 40 % (в существенно биотитовых разновидностях). Кристаллы представлены чешуйчатыми пластинками размером 0.1–0.7 мм. Биотит часто замещает амфиболы и в свою очередь сам замещается хлоритом.

Кварц присутствует в железистых кварцитах в количестве 50–75 % в виде изометричных и удлиненных зерен размером от 0.04 до 0.8 мм, иногда до 1.4 мм. Нередко корродирует зерна амфибола и биотита.

Акцессорные минералы представлены сульфидами (пирит, марказит, пирротин, халькопирит), ильменитом, единичными зернами циркона, апатита, карбонатов.

Выводы

1. В пределах участка работ отмечаются ВIF, ассоциирующие с кислыми вулканитами шурловаарской свиты, а также расположенные среди базальтов рувинваарской. Рудоносные толщи схожи в структурном плане: залегание пород моноклиналиное, простирание субмеридиональное, падение крутое на восток, однако различаются по минеральному составу.
2. ВIF шурловаарской свиты представлены магнетитовыми кварцитами. Их отличительной особенностью является линзовидно-полосчатая текстура с прожилками крупнокристаллического магнетита. Характеризуются высоким содержанием Sc.

3. Руды рувинваарской свиты представлены биотит-амфибол-магнетитовыми кварцитами. По минеральному составу они схожи с железисто-кремнистыми породами костомукшской свиты гимольской серии.

Список литературы

- Бибикова Е.В., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Кириозова Т.И. (2005) Геохронология архея западной Карелии // Стратиграфия. Геологическая корреляция **13** (5), 3–20.
- Геология и металлогения района Костомукшского железорудного месторождения / В.Я. Горьковец, М.Б. Раевская, Е.Ф. Белоусов, К.А. Инина. Петрозаводск: «Карелия», 1981. 143 с.
- Кожевников В.Н. Условия формирования структурно-метаморфических парагенезисов в докембрийских комплексах / Ленинград: Наука, 1982. 184 с.
- Кожевников В.Н., Бережная Н.Г., Пресняков С.Л. и др. Геохронология циркона (SHRIMP-II) из архейских стратотектонических ассоциаций в зеленокаменных поясах Карельского кратона: роль в стратиграфических и геодинамических реконструкциях // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2006. 14 (3), 19–41.
- Кулешевич Л.В., Фурман В.Н. (2009) Золоторудное месторождение Таловейс в Костомукшской докембрийской зеленокаменной структуре (Карелия) // Геология рудных месторождений **51**(1), 58–76.
- Лобач-Жученко С.Б., Милькевич Р.И., Арестова Н.А. и др. Стратиграфический разрез Костомукшской структуры Карелии (верхний архей), реконструкции на основе геохронологических, геохимических и изотопных данных // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2000. 8 (4). 3–10.
- Раевская М.Б., Горьковец В.Я., Светова А.И., Володичев О.И. Стратиграфия докембрия. Опорные разрезы верхнеархейских отложений. Петрозаводск: Карельский научный центр РАН. 1992.
- Слабунов А.И., Нестерова Н.С., Егоров А.В. и др. Геохимия, геохронология цирконов и возраст архейской железорудной толщи Костомукшского зеленокаменного пояса Карельского кратона Фенноскандинавского щита // Геохимия. 2021. 66 (4), 291–307.
- Шрамко Г.М. и др. Отчет о результатах поисково-оценочных работ в пределах западной и северной частей Костомукшского рудного поля, проведенных в 1974–1976 гг., 1977.
- Puchtel I.S., Hofmann A.W., Mezger K., Jochuma K.P., Shchipansky A.A., Samsonov A.V. (1998) Oceanic plateau model for continental crustal growth in the Archaean: a case study from the Kostomuksha greenstone belt, NW Baltic Shield // Earth Planet. Sci. Lett. (155), 57–74.
- Slabunov A.I., Egorov A.V., Nesterova N.S. Geochemical types of Archean banded iron formation and the geodynamic setting of the basins, the Kostomuksha Greenstone Belt, Karelian Craton, Russia // Proceedings of 4-th Kazan Golovkinsky Stratigraphic Meeting 2020 “Sedimentary Earth Systems: Stratigraphy, Geochronology, Petroleum Resources”. Bologna: Filodiritto Editore. 2020. P. 256–262.

НАТАЛИИТ $\text{NAV}^{3+}\text{Si}_2\text{O}_6$ – РЕДКИЙ ВАНАДИЕВЫЙ ПИРОКСЕН В КАРБОНАТИТАХ КОНТОЗЕРСКОГО МАССИВА

Забавчик Н.И¹, Базай А.В.

Геологический Институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, zabavchik_n@mail.ru

На севере Балтийского щита ванадиевая минерализация отмечена в пределах палеопротерозойской рифтогенной структуры Печенга-Имандра-Варзуга (рис. 1). Ванадий образует редкие минеральные виды и представлен, такими минералами кулсонит, карелианит, голдманит, мухинит, кызылкумит. Эти минералы, в большинстве своем, находятся в тесной ассоциации с сульфидными рудами и основными и ультраосновными метавулканитами (Kompanchenko A.A. et al., 2018). Нами впервые был обнаружен редкий ванадиевый минерал – наталиит, в карбонатах Контозерского массива.

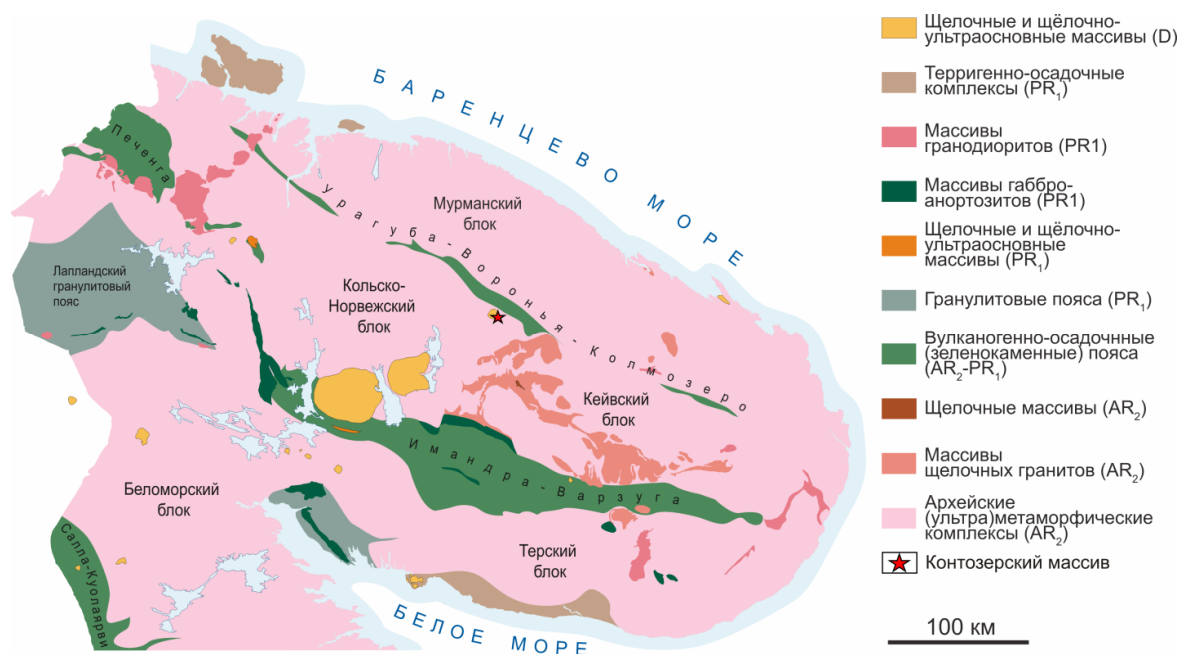


Рис. 1. Обзорная геологическая карта Кольского полуострова с отмеченным на ней положением Контозерского массива (Mitrofanov F.P. et al., 2001)

Контозерский осадочно-вулканогенный комплекс располагается в восточной части Балтийского щита (рис. 1), на северо-востоке Кольского полуострова, в верховьях р. Харловки и ограничивается несколькими структурами: с юга – возвышенностью Большие Кейвы, с северо-востока – комплексом высот, которые тянутся от Вороньих тундр до северного подножия Кейв. Скважина № 6, в которой был обнаружен наталиит, располагается на северо-востоке озера Южное Кукесьярв и проходит сквозь породы карбонатно-терригенной толщи Контозерского массива (рис. 2).

Химический анализ обнаруженного минерала проводился с помощью электронно-зондового микроанализатора Cameca MS-46 (Геологический институт Кольского научного центра РАН, Апатиты, Россия, аналитик Базай А.В.), режим WDS (Дисперсионный спектрометр с длиной волны), 22 кВ, 20–30 нА, диаметр пучка 5–20 мкм (Cameca, Генневилье, Франция). Были применены следующие стандарты (и аналитические линии): диопсид (SiKa, CaKa), анатаз (TiKa), MnCO_3 (MnKa), пироп (AlKa, MgKa), магнетит (FeKa), хромит (CrKa) и металлический ванадий (VKa). Пределы обнаружения электронных микронзондовых анализов (мас. %): Al–0.05, Si–0.05, Mn–0.01, Fe–0.01, Zn–0.01, Ti–0.02, Cr–0.02, V–0.02. Также распределение

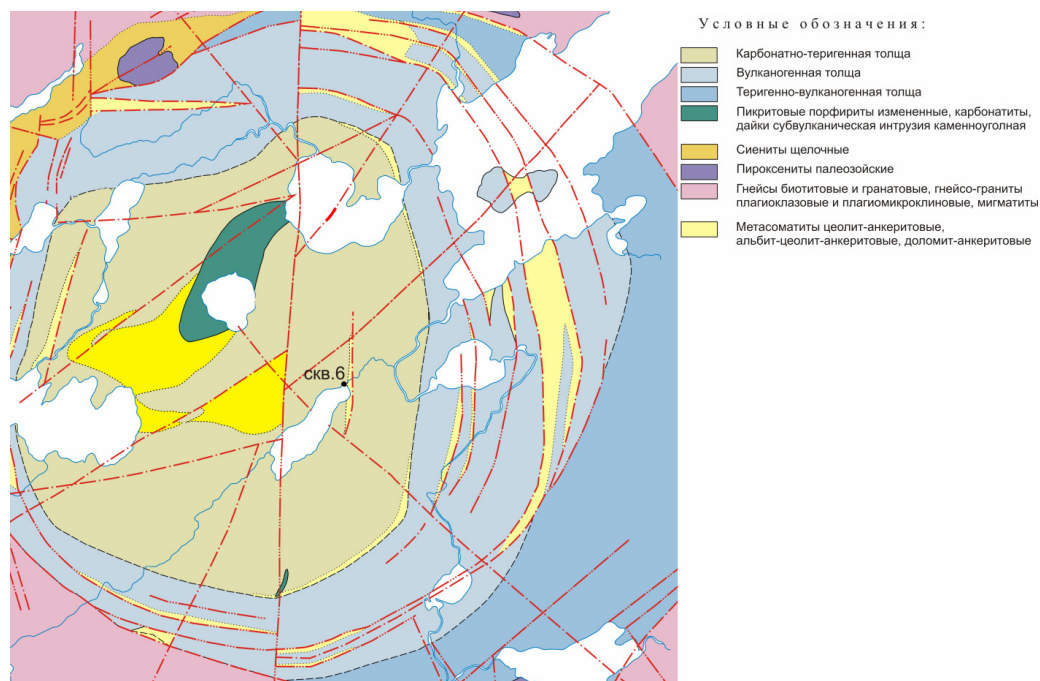


Рис. 2. Геологическая схема Контозерского массива с отмеченным на ней положением скважины № 6 (по Сапрыкина Л. Г., 1978)

элементов и морфологию определяли с помощью сканирующего электронного микроскопа LEO-1450 (SEM) (Carl Zeiss, Oberkochen, Германия) и системы микроанализа для электронного микроскопа LEO-1450 AZtechLive Advanced Ultim Max 100 (Oxford Instruments NanoAnalysis & Asylum Research, United Kingdom).

Наталиит из массива Контозеро представляет собой микровыделения в основной массе из доломита и образует сростания с эгирином (рис. 3), который в свою очередь, также обогащен ванадием (до 7.20 масс. %). Размер включений наталиита составляет не более 30–50 микрон. Следует отметить, что ванадий присутствует в силикатах (наталиит, эгирин) и в фосфатах (апатит), где количество ванадия достигает первых сотых процентов – до 0.04 масс. %. В карбонатных минералах он отмечен не был.

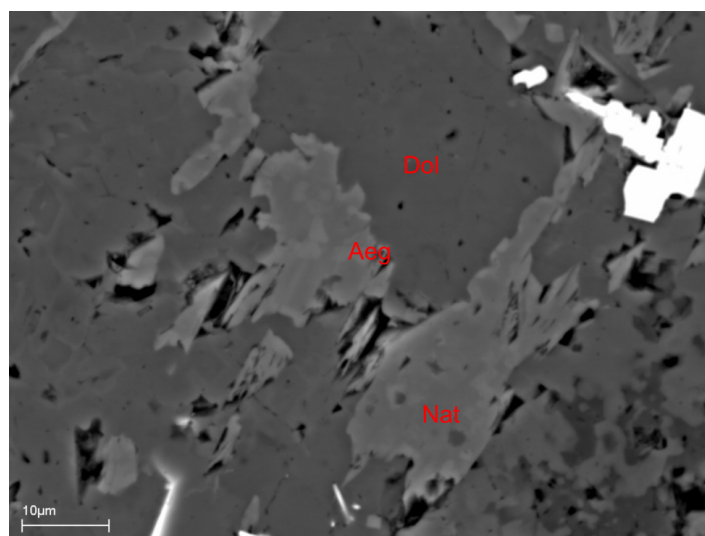


Рис. 3. Наталиит в сростании с эгирином из массива Контозеро (снимок в обратно рассеянных электронах; Nat – наталиит, Aeg – эгирин, Dol – доломит)

В результате был получен состав контозерского наталиита (табл. 1) и рассчитана его кристаллохимическая формула: $(\text{Na}_{1.01}\text{Ca}_{0.07})_{1.08}(\text{V}_{0.53}\text{Fe}_{0.32}\text{Mg}_{0.06}\text{Ti}_{0.05}\text{Al}_{0.02})_{0.98}\text{Si}_2\text{O}_6$ (расчет производился при $\text{Si} = 2$).

Сопоставление с составами наталиита (табл. 1), установленными на территории Карелии и Канады, показало, что контозерский наталиит характеризуется наименьшим содержанием хрома – 0.26 масс. % и высокими концентрациями ванадия – 20.71 масс. %. Наибольшее количество ванадия представлено в образце из Карелии, где составляет 27.3 масс. %. В свою очередь, наталиит из вулканокластических брекчий Дэдхорс Крик (Канада) обладает самым низким показателем ванадия в составе – 7.90–16.49 масс. %, но при этом самыми высокими значениями хрома – 3.13–3.90 масс. %, который может изоморфно его замещать.

Таблица 1. Химические составы (масс. %) наталиита:

1 – Контозерский массив, Кольский п-ов; 2 – месторождение Средняя Падма, Карелия (Румянцева Е. В., 1994); 3,4,5 – массив Дэдхорс Крик, Канада (Potter, E. G., Mitchell, R.H., 2005)

Оксиды	1	2	3	4	5
SiO ₂	51.73	51.96	52.92	53.76	52.50
TiO ₂	2.63	0.01	2.02	3.22	1.30
Al ₂ O ₃	0.34	0.26	0.56	0.13	0.28
Cr ₂ O ₃	0.26	1.22	3.13	3.80	3.90
V ₂ O ₃	20.71	27.3	7.90	11.95	16.49
FeO	9.84	6.68	3.62	6.17	2.86
Fe ₂ O ₃			13.54	6.45	7.07
MnO		0.01			
MgO	0.94	1.27	1.32	0.86	0.51
CaO	1.69	0.29	0.31	0.14	0.37
Na ₂ O	13.53	11.38	12.77	12.84	12.94
K ₂ O		0.02			
ZrO ₂	0.38		0.84	0.40	0.50
Sc ₂ O ₃			0.59	0.72	0.62
Сумма	102.05	100.40	99.52	100.44	99.34
Коэффициенты в формуле (Si=2)					
Si	2	2	2	2	2
Ti	0.08		0.06	0.09	0.04
Al	0.02	0.01	0.03	0.01	0.01
Cr		0.04	0.09	0.11	0.12
V	0.64	0.85	0.24	0.36	0.50
Fe ²⁺	0.32	0.22	0.03	0.03	0.07
Fe ³⁺			0.47	0.34	0.22
Mg	0.05	0.07	0.07	0.05	0.03
Ca	0.07	0.01	0.01	0.01	0.02
Na	1.01	0.85	0.94	0.93	0.96
Zr	0.01		0.02	0.01	0.01
Sc			0.02	0.02	0.02

Наталиит – редкий ванадиевый пироксен, который впервые был обнаружен в породах слюдянского докембрийского комплекса (Иркутская область) (Резницкий Е. В., 1985). В данной работе представлены результаты изучения состава и морфологии первой находки наталиита в карбонатах Контозерского массива и на Кольском полуострове в целом. Минерал образует микровыделения в доломите, размер которых не превышает первых десятков микрон, и находится

в сростании с эгирином. Полученная на основе химического состава формула контозерского наталиита: $(\text{Na}_{1.01}\text{Ca}_{0.07})_{1.08}(\text{V}_{0.64}\text{Fe}_{0.32}\text{Mg}_{0.05}\text{Ti}_{0.08}\text{Al}_{0.02})_{1.11}\text{Si}_2\text{O}_6$ – он характеризуется низкими содержаниями хрома и высокими концентрациями ванадия.

Список литературы

- Резницкий Л.З., Скляр Е.В., Уцаповская З.Ф.* Наталиит $\text{Na}(\text{V}, \text{Cr})\text{Si}_2\text{O}_6$ – новый хромованадиевый пироксен из Слюдянки // Записки ВМО. 1985. Т. 114. № 5. С. 630–635.
- Румянцева Е.В.* Новые данные о наталиите $\text{Na}(\text{V}, \text{Cr}, \text{Fe})\text{Si}_2\text{O}_6$ // Записки РМО. 1994. Т. 123. № 4. С. 55–57.
- Сапрыкина Л.Г.* Отчет о поисковых работах на апатит и бурение опорной скважины в Контозерской впадине в 1970–77. Апатиты, 1978. 233 с.
- Kompanchenko A.A., Voloshin A.V., Balagansky V.V.* Vanadium Mineralization in the Kola Region, Fennoscandian Shield // Minerals. 2018. V. 8. № 11. P. 474.
- Mitrofanov F.P., Pozhilenko V.I., Smolkin V.F., Arzamastsev A.A., Yevzerov V.Ya., Lyubtsov V.V., Shipilov E.C., Nikolayeva S.B., Fedotov Zh.A.* Geology of the Kola Peninsula. Apatity, 1995. P. 145.
- Potter E.G., Mitchell R.H.* Mineralogy of the Deadhorse Creek volcaniclastic breccia complex, northwestern Ontario, Canada // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2005. V. 150. № 2. P. 212–229.

ПЕТРО- И ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ МЕТАМОРФИЗОВАННЫХ ВУЛКАНИТОВ ТЕЛЕЦКОЙ ЗОНЫ ГОРНОГО АЛТАЯ

Зиндобрый В.Д.^{1,3}, Балтыбаев Ш.К.^{1,2}, Буслов М.М.^{3,4}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, viktor_zindobryi@mail.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

³ Институт геологии и минералогии имени В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

⁴ Казанский (Приволжский) федеральный университет, Казань

Горный Алтай как гетерогенное складчатое сооружение характеризуется полициклическим развитием. На его территории выделяются разновозрастные складчатые зоны с различным сочетанием осадочных, магматических и метаморфических комплексов и формаций. По времени проявления главной складчатости, зоны подразделяются на: салаирскую – Бийско-Катунскую, каледонские – Телецкую (Саянскую) и Холзунско-Чуйскую, герцинские – Ануйско-Чуйскую и Уйменско-Лебедскую (Кузнецов, 1963; Нехорошев, 1966; Сурков и др., 1973).

В данной работе рассмотрены особенности вещественного состава метаморфизованных вулканитов Телецкой зоны смятия, расположенной в восточной части Горного Алтая и простирающейся более чем на 300 км от Телецкого озера на севере и до пос. Акташ на юге.

В строении восточной части Горного Алтая в настоящее время установлено 3 крупных блока (террейна): Горно-Алтайский, Западно-Саянский и Телецкий, отделенные друг от друга крупными Северо-Саянской, Телецко-Башкаусской, Шапшальской и другими более мелкими разломными коллизионно-сдвиговыми зонами (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова, 2002; Буслов и др., 2003; Dehandschutter et al., 2002).

Горно-Алтайский террейн представлен геодинамическими комплексами венд-раннекембрийской примитивной островной дуги (телецкими островодужными офиолитами), венд-раннекембрийскими кремнисто-терригенными породами задугового бассейна, лавами и осадками позднерифейской океанической коры, а также ранне-среднекембрийскими образованиями развитой островной дуги (Елкин и др., 1994).

Западно-Саянский террейн представлен позднедевонско-раннекарбонными зональными гранито-гнейсовыми куполами, сформированными преимущественно за счет кембрийских туфогенно-терригенных пород (турбидитов). Турбидиты содержат прослой туфов и обломочный материал, а также обломки кремнистых пород и эффузивов различного состава. Среди турбидитов часто встречаются девонские дайки и массивы габброидов и риолитов, подверженные метаморфизму (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова и др., 2002).

Телецкий террейн представлен позднерифейскими зелеными сланцами, прорванными крупным ранне-среднедевонским гранитоидным массивом, содержащим также амфиболовые гранодиориты и амфиболизированные метагаббро. Вокруг массива сформирована контактовая зона метаморфических пород, сложенная Qtz-Bt, Qtz-Bt-Ms, Qtz-Chl-Bt сланцами, двуслюдяными гнейсами и амфиболитами, на которые наложен более поздний метаморфизм (Буслов, Синтубин, 1995; Смирнова, 2002).

В результате проведенных петрографических исследований пород из Телецкой зоны среди метаморфизованных вулканитов по минеральному составу и степени метаморфизма было выделено 3 типа пород:

1. Метабазальты, представленные Pl- и Pl-Amp порфиритами и афировыми базальтами, метаморфизованные в условиях фации зеленых сланцев и сохранившие первичные магматические структуры;
2. Метатерригенные сланцы с ясно выраженной полосчатостью, представленные Qtz-Amp-Chl, Qtz-Amp-Ep и Qtz-Amp-Bt сланцами и образованные в условиях фации зеленых сланцев;

3. Метатерригенные сланцы со слабо выраженной полосчатостью или совсем без нее, по составу отвечающие Qtz-Amp-Ep, Qtz-Ep-Chl и Pl-Amp-Ep сланцам, также образованные в условиях в зеленосланцевой фации метаморфизма.

Петрохимические исследования показали, что на TAS-диаграмме (LeMaitre et al., 1989) и метабазаальты, и метатерригенные сланцы попадают в поля базальтов, андезибазальтов и андезитов. На трехкомпонентной классификационной диаграмме $Al_2O_3-FeO_t+TiO_2-MgO$ (Jensen, 1976) исследуемые породы отвечают, в основном, высокожелезистым и высокомагнезиальным толеитовым базальтам, также присутствуют породы, составы которых соответствуют толеитовым андезитам и известково-щелочным базальтам.

По геохимическим показателям метатерригенные сланцы и метабазаальты также отличаются. Метабазаальты, сохранившие первичные структуры, преимущественно слабо обеднены легкими редкоземельными элементами (LREE) относительно тяжелых (HREE): $(La/Yb)_N = 0.75$ в среднем. Кроме того, рассматриваемые породы характеризуются умеренной дифференциацией Rb, Cs, Ba, Th, K, которую можно объяснить небольшой степенью метаморфизма пород, и явно выраженным обеднением Nb и Ta. Для одного из образцов отмечается существенное обеднение титаном. Такие геохимические характеристики типичны для островодужных толеитовых базальтов (ТНВ). Кроме того, среди рассматриваемых пород установлены базальты, сильно обогащенные LREE относительно HREE ($(La/Yb)_N = 5.58$), обедненные Nb, Ta- и Ti и имеющие умеренную дифференциацию крупноионных литофильных элементов (LILE). Такие спектры характерны для известково-щелочных островодужных базальтов (СAB) (рис. 1).

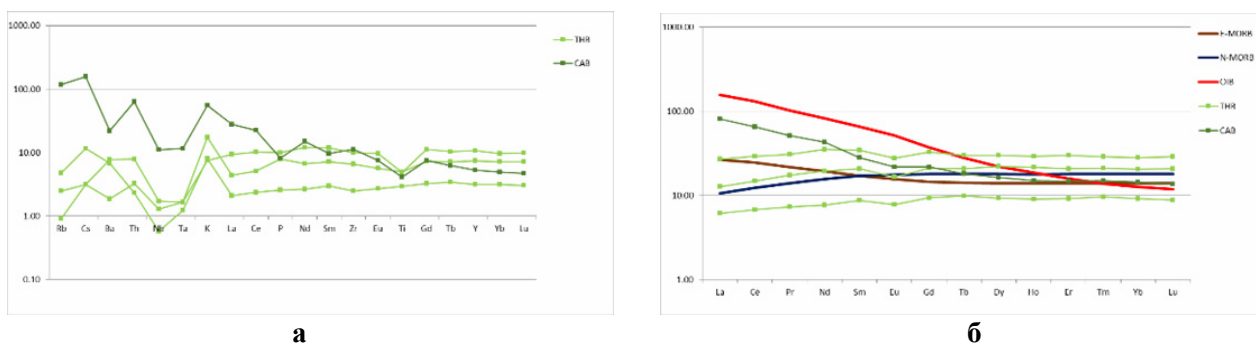


Рис. 1. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для метабазаальтов с реликтами магматических структур

Один образец метабазаальта слабо обогащен LREE относительно HREE ($(La/Yb)_N = 2.06$) и обеднен Ti (рис. 2). Такие особенности состава, вероятно, свидетельствуют о том, что протолитом для этого образца служили базальты E-MORB типа.

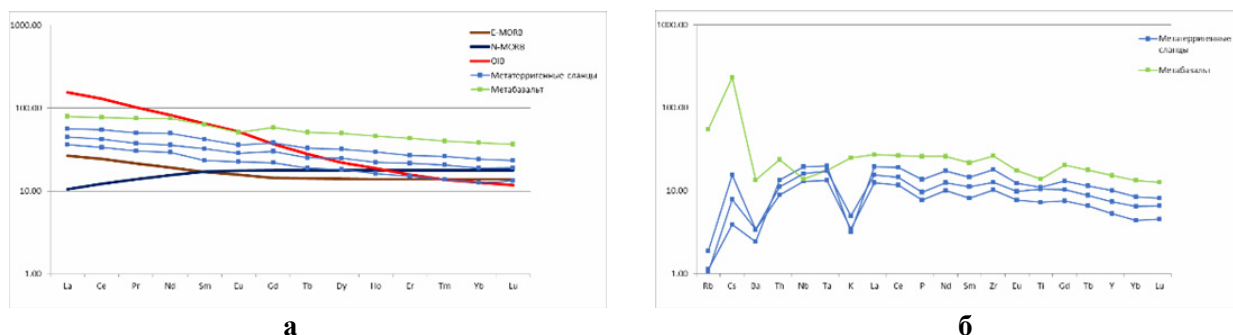


Рис. 2. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для метабазаальтов и метатерригенных сланцев

Метатерригенные сланцы отличаются большим разнообразием в своих протолитах. Среди них встречаются базальты, с подобными описанным выше metabasaltам спектрами распределения редкоземельных элементов ($(La/Yb)_N$ в среднем 2.52). У них, в целом, более низкие, чем в metabasaltах, содержания LILE и сильно проявлено обеднение К, что связано с большей степенью изменения пород; также ярко выражено обеднение Р и прослеживается небольшое обогащение пород Тi (рис. 2). Все это свидетельствует о том, что протолитом для рассматриваемых сланцев служили E-MORB базальты.

Метатерригенные сланцы в различной степени обогащены LREE относительно HREE: выделяются породы, спектры распределения REE которых близки к E-MORB ($(La/Yb)_N = 1.64$ в среднем), и породы, спектры которых близки к OIB ($(La/Yb)_N = 7.83$ в среднем). Кроме того, у последних из них наблюдается сильное обеднение Eu, свидетельствующее о фракционировании плагиоклаза. По особенностям распределения редких элементов также выделяются 2 разновидности пород: обе из них демонстрируют сильную дифференциацию Rb, Cs, Ba, Th, K и отчетливо выраженное обеднение Nb и Ta, но одни сильно обеднены Ti и P, и имеют более высокие значения отношения LILE/HREE, а вторые – слабо обеднены Ti и обогащены P и имеют пониженные значения отношения LILE/HREE (рис. 3). По этим данным можно предположить, что первая группа этих пород относится к толеитовым островодужным базальтам (ТНВ), а вторая – к известково-щелочным (САВ).

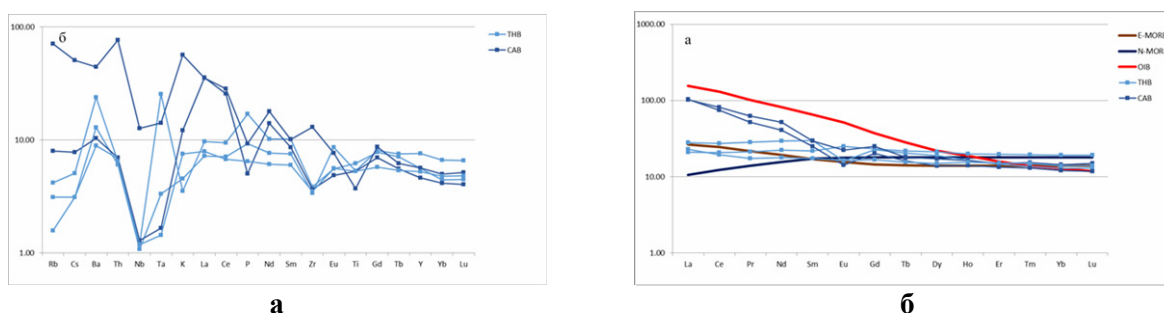


Рис. 3. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для метатерригенных сланцев

Два образца метатерригенных сланцев (№ Б-17-121 и № Б-17-128) по особенностям распределения редкоземельных элементов близки к OIB (образец № Б-17-121, с $(La/Yb)_N = 7.42$) и к OPB (образец № Б-17-128, с $(La/Yb)_N = 1.57$). Метатерригенные сланцы (образец № Б-17-121) в разной степени обеднены LREE, К и Р (рис. 4). Можно полагать, что протолитом для данных пород служили базальты океанических островов (OIB). Метатерригенные сланцы (образец № Б-17-128) имеют практически «плоское» распределение редкоземельных и редких элементов, протолитом для них вероятно служили базальты океанических плато (OPB).

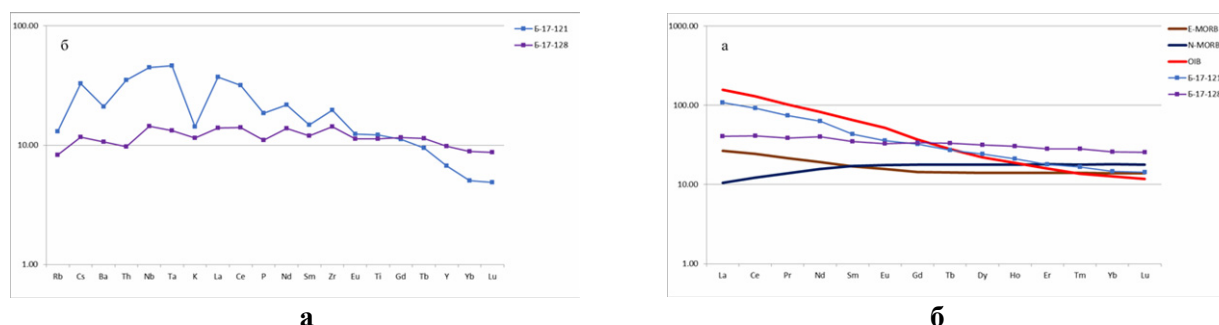


Рис. 4. Нормированные (Sun, McDonough, 1989) по хондриту кривые распределения редкоземельных элементов (а) и по примитивной мантии мультиэлементные диаграммы редких элементов (б) для метатерригенных сланцев

В изученных породах одним из наиболее распространенных минералов является амфибол. Изучение амфиболов показало, что они имеют зональное строение и по номенклатуре (Leake et al., 1997), со значениями N_{Ab} в среднем 0.1–0.2, относятся к кальциевым амфиболам. Составы центральных частей кристаллов по соотношению $(\text{Na}+\text{K}+\text{Ca}) - (\text{Al}+\text{Fe})$ отвечают тремолитам и низкощелочным магнезиальным роговым обманкам, а краевых – высокощелочным роговым обманкам и паргаситам (рис. 5).

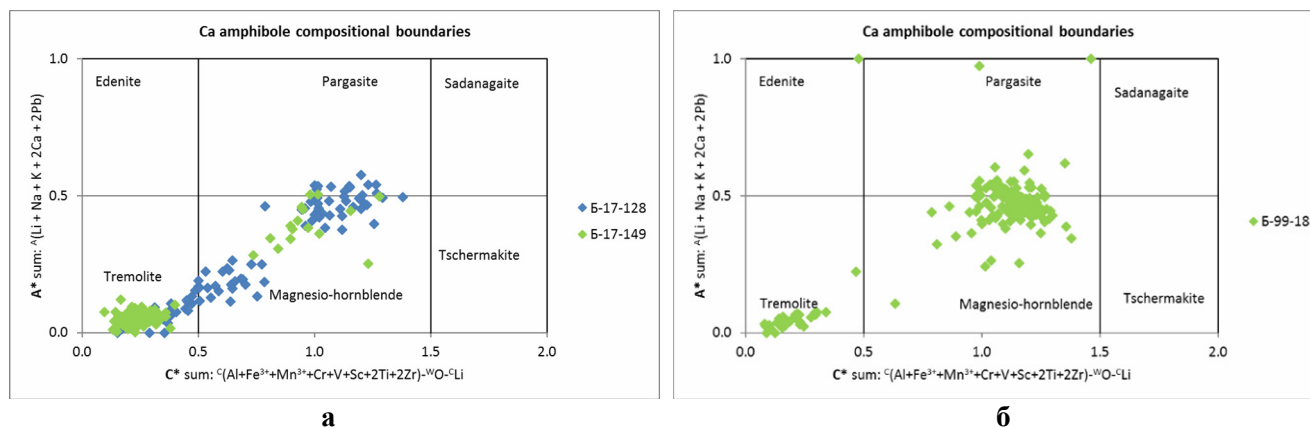


Рис. 5. Составы амфиболов из метабазитов Телецкой зоны Горного Алтая (Hawthorne et al., 2012).

На рисунке «а» – синим цветом показаны составы амфиболов из образца метатерригенного сланца № Б-17-128, зеленым – из образца метатерригенного сланца № Б-17-149; на рисунке «б» – составы амфиболов из образца метабазальта № Б-99-18

Таким образом, предварительные результаты исследования позволяют рассматривать метабазальты и метатерригенные породы Телецкой зоны как продукты активного вулканизма с дифференцированной базальт-андезитовая специализацией магм. Наложенный на эти породы метаморфизм по уровню не превышает условий зеленосланцевой фации, и его влияние на исходный состав пород незначительно. Исходя из этого, следует считать, что данные породы входят в состав аккреционного комплекса, в котором совмещены базальты океанической коры, турбидиты глубоководного желоба, а также островодужные андезитобазальты и андезиты.

Список литературы

- Буслов М.М., Ватанабе Т., Смирнова Л.В., Фуджигара И., Ивата К., де Граве И., Семаков Н.Н., Травин А.В., Кирьянова А.П., Кох Д.А. Роль сдвигов в позднепалеозойско-раннемезозойской тектонике и геодинамике Алтае-Саянской и Восточно-Казахстанской складчатых областей // Геология и геофизика. 2003. Т. 44 (1–2). С. 49–75.
- Буслов М.М., Синтубин М. Структурная эволюция Телецкой зоны Алтае-Саянской складчатой области // Геология и геофизика. 1995. Т. 36. № 10. С. 91–98.
- Елкин Е. А., Сенников Н. В., Буслов М. М., Язиков А.Ю., Грацианова Р.Т., Бахарев Н.К. Палеогеографические реконструкции западной части Алтае-Саянской области в ордовике, силуре и девоне и их геодинамическая интерпретация // Геология и геофизика. 1994. № 7–8.
- Кузнецов В.А. Тектоническое районирование и основные черты эндогенной металлогении Горного Алтая // Вопросы геологии и металлогении Горного Алтая – Новосибирск, ИГиГ СО АН СССР, 1963. С. 8–68.
- Нехорошев В.П. Тектоника Алтая. Москва: Недра, 1966. 306 с.
- Смирнова Л.В. Структурно-кинематическая и метаморфическая эволюция Телецко-Башкауской зоны сдвига в Телецком регионе (Горный Алтай) // Диссертация на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук. 2002. 165 с.
- Смирнова Л.В., Тениссен К., Буслов М.М. Кинематика и динамика формирования позднепалеозойской структуры Телецкого региона (зона сочленения Горного Алтая и Западного Саяна) // Геология и геофизика. 2002. Т. 43. № 2. С. 115–127.
- Сурков В.С., Жеро О.Г., Уманцев Д.Ф., Зайцева Г.М. Тектоника и глубинное строение Алтае-Саянской складчатой области. Москва: Недра, 1973. 144 с.

Dehandschutter B., Vysotsky E., Delvaux D., Klerkx J., Buslov M.M., Selesnev V.S., De Batist M. Structural evolution of the Teletsk graben (Russia Altai) // *Tectonophysics*. № 351. 2002. P. 139–167.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welch M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup: IMA Report // *American mineralogist*. October. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

Jensen L.S. A new cation plot for classifying subalkalic volcanic rocks // *Ontario Div. Mines. Misc.* 1976. 66 p.

Le Maitre R.W., Bateman P., Dudek A. A classification of igneous rocks and glossary of terms. Blackwell, Oxford. 1989.

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., 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., Youzhi G. Nomenclature of amphiboles: Report of the Subcommittee on Amphiboles of the International Mineralogical Association Commission on New Minerals and Mineral Names // *Mineralogical Magazine*. April. 1997. V. 61. P. 295–321.

Sun S., McDonough W.F. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implications for mantle composition and processes // *Geological Society of London, Special Publication*. 1989. V. 42. P. 313–345.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ ОСОБЕННОСТИ КОНТИНЕНТАЛЬНЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ В ЮГО-ВОСТОЧНОЙ ЧАСТИ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ

Калинина Н.А., Даулетова А.Б., Рудмин М.А.

Томский политехнический университет, Томск, rudminma@tpu.ru

Континентальные железняки распространены меньше морских, однако играют важную роль в понимании геохимического цикла железа в различные периоды геологического времени (Swanner et al., 2020). В данной работе изучаются условия накопления богатых железом отложений в пределах Чулымо-Енисейской впадины, которая является областью с континентальным режимом в течении позднего мезозоя (Ананьев, 1948), в то время как большая часть территории Западно-Сибирской плиты была эпиконтинентальным морским бассейном (Конторович и др., 2014). В это время территория Чулымо-Енисейской котловины представляла собой сушу и была аккумулятивной областью через которую по мнению ряда ученых могло поступать огромное количество железа в прибрежную часть Западно-Сибирского моря от горных областей северо-западной части Алтае-Саянской области. Верхнемеловые отложения восточного обрамления Западной Сибири вмещают крупнотоннажные месторождения морские ооидовых железных руд (Рудмин и др., 2017). Согласно другим представлениям основными источниками железа для морских месторождений являются нижележащие толщи осадочного чехла Западной Сибири, а не горные области Алтае-Саянской территории (Rudmin et al., 2019; Павлов и др., 1991). Меловые железосодержащие породы Чулымо-Енисейской впадины могут содержать ценную информацию об источниках металлов для фанерозойских месторождений железняков на примере Западно-Сибирской плиты. Цель настоящих исследований заключалась в реконструкции физико-химических условий накопления железняков в континентальной обстановке Чулымо-Енисейского бассейна в течении мела для оценки возможных путей аккумуляции металлов в морской Западно-Сибирский железорудный бассейн.

Изучаемая территория Чулымо-Енисейской впадины является частью Западно-Сибирской плиты в области ее сочленения с северо-восточной частью Алтае-Саянской области. В пределах данного района распространены отложения, вмещающие тонкие слои с железняками в нижнемеловой илекской и верхнемеловой кийской свитах. Тонкие пласты ожелезненных пород в меловых толщах Чулымо-Енисейской котловины приурочены к алевролитам, что указывает на иммобилизацию переносимого древней рекой железа в условиях застойных вод. Такая обстановка способствует рассеянному накоплению железняков в озерно-болотной фации. Минералогия железосодержащих пород в виде сидерита и шамозита свидетельствует о восстановительной обстановке осадконакопления. Углекислота, которая продуцировалась, за счет бактериального разложения органики, способствовала концентрированию основных металлов среды, включая железо. Карбонатная ассоциация представлена смесью кальцита, сидерита и арагонита и соответствует условиям олиготрофных железистых озёр.

Наличие кальцита и арагонита можно интерпретировать двумя механизмами: (1) последовательное осаждение кальцита и арагонита или (2) трансформация кальцита в арагонит. Очень тесное нахождение минералов в одних зёрнах исключает их последовательное осаждение. Трансформация кальцита в арагонит возможна в редких специфических условиях, потому что чистый кальцит имеет высокую степень стабильности. Однако возможна трансформация кальцита с примесью Mg и/или биомолекул (Nindiyasari et al., 2014). К примеру, это было задокументировано в условиях травертин горячих источников. Наличие примеси Mg (до 3.2 мол. % $MgCO_3$) в кальците в железняках и алевролитах указывает на благоприятные условия для его трансформации. Вероятно в озерно-болотных условиях была модификация части сидерита в гётит при активном участием гуминовых кислот с локальным образованием гидроксилпатита (Xing et al., 2020).

Наличие фрамбоидов пирита в алевролитах свидетельствует о насыщении поровых вод сульфид-ионом как следствии процессов бактериальной сульфат-редукции (Rickard and Luther III, 2007). Взаимодействие сульфид-ионов с реакционноспособным железом привело к формированию фрамбоидов пирита в донном осадке ниже границы вода-осадок, что в редких случаях фиксируется в пресноводных обстановках (Swanner et al., 2020), в том числе в базальных суглинках болот (Rudmin et al., 2020). Это указывает на накопление алевролитов с железняками в донных условиях заболачиваемых озёр. Слои с карбонатами выступают индикаторами мезотрофного и эвтрофного режима среды. Последующее диагенетическое восстановление минеральных фаз способствовало диффузионному переносу железа в прибрежно-русловые фации, где могло происходить окисление металла с частичным накоплением гётита и/или шамозита.

Таким образом, можно заключить, что переносимое рекой мобильное железо первично концентрировалось в застойных водах озер и болот в области палеоречной системы совпадающей с современной рекой Кия. В следствии разложения органического вещества происходило продуцирование углекислотных и/или сульфидных ионов и формирование карбонатов или пирита. В результате их последующей диагенетической трансформации часть железа диффундировало в слабо восстановительные и окислительные условия от пойменно-озерных до прибрежно-русловых фаций, что способствовало накоплению железистых филлосиликатов и/или гётита.

Увеличение факторов обогащения Fe и Mn (рис. 1) можно связать с иммобилизацией этих металлов в геохимическом цикле речной среды как следствие аутигенного минералообразования.

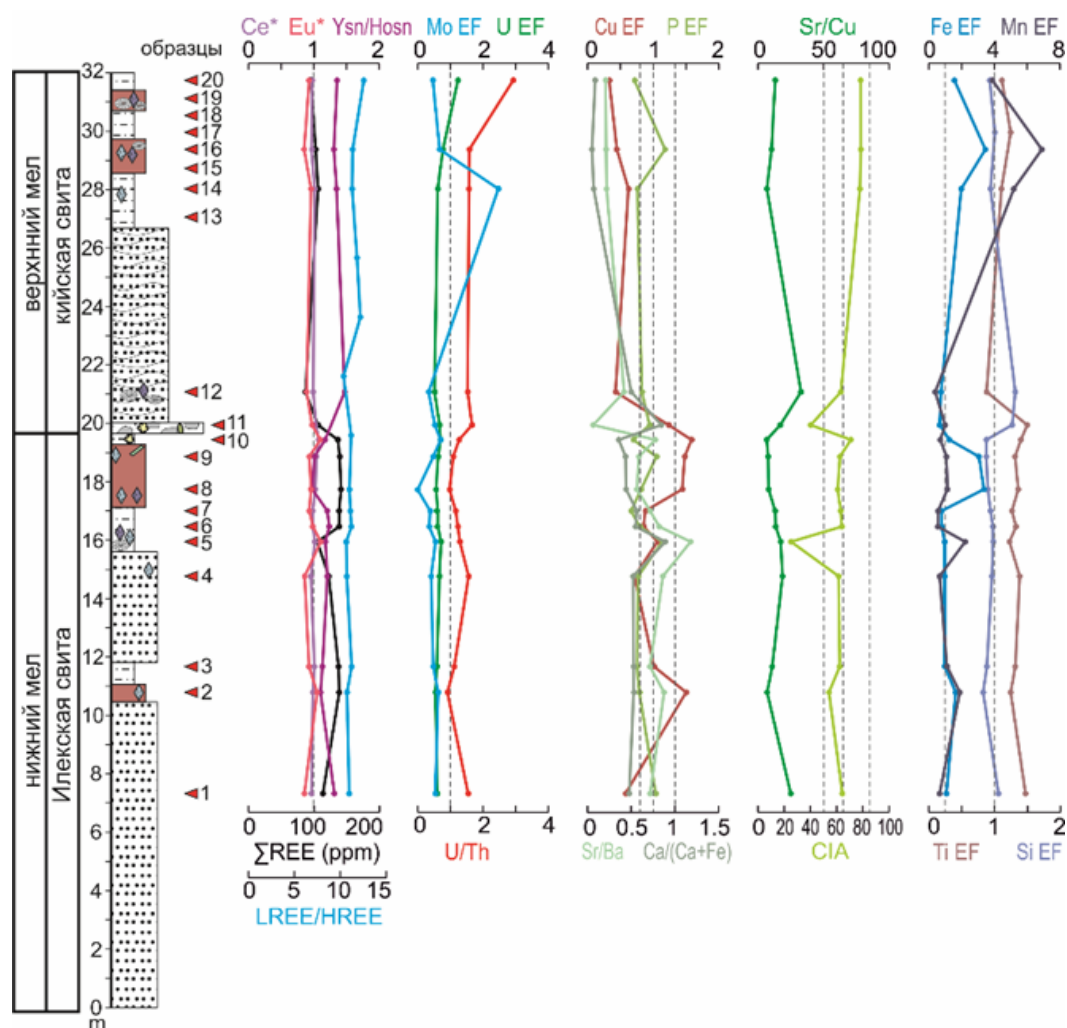


Рис. 1. Литостратиграфическая колонка, показывающая распределение геохимических индикаторов в изучаемом разрезе

Fe концентрируется в виде карбоната (сидерит), филлосиликата (шамозит) или гидроксида (гидрогетит). При этом последний вероятно является результатом окисления сидерита и шамозита. Мобильный Mn^{2+} при взаимодействии с HCO_3^{2-} концентрируется в сидерите или кальците, в то время как Fe^{2+} образовывало самостоятельные фазы. Повышение прокси факторов обогащения Fe и Mn сопоставимо с увеличением прокси биопродуктивности (Cu EF и P EF), что интерпретируется как разложение органического вещества и генерация HCO_3^{2-} . Эти процессы обеспечивали благоприятные физико-химические условия для образования карбонатов как основных аутигенных минералов.

Изменение индикаторов седиментационного потока (Ti EF, Si EF) для отложений предшествующих слоям с карбонатами указывает на периоды подтопления территорий и последующего развития болотно-озерной обстановки (рис. 1). Солёность (Sr/Ba and Ca/(Ca+Fe)) среды осадконакопления увеличивается до слабосоленоватых вод в интервалах для которых характерно изменение геохимических индикаторов палеоклимата (Sr/Cu) и интенсивности выветривания (CIA) в сторону слабой аридизации и отсутствия выветривания. Алевриты в кровле илекской свиты накапливались в условиях гумидизации и слабого выветривания, что отражается в изменениях геохимических индексов Sr/Cu и CIA, соответственно. В результате эта обстановка способствовала осаждению органики. Изменения среды могли коррелировать с трансгрессией Западно-Сибирского моря, и как следствие увлажнением климата на прилегающей территории Чулымо-Енисейской впадины. Геохимическая характеристика изученных железомещающих толщ отличается от морских ооидовых железняков древнего Западно-Сибирского моря, что указывает на различные источники металла для этих районов.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 20-77-00007.

Список литературы

- Ананьев А.Р. К изучению меловых отложений Чулымо-Енисейского бассейна // Ученые записки Томского государственного университета. 1948. № 3. С. 3–21.
- Конторович А.Э., Ершов С.В., Казаненков В.А., Карогодин Ю.Н., Конторович В.А., Лебедева Н.К., Никитенко Б.Л., Попова Н.И., Шурыгин Б.Н. Палеогеография Западно-Сибирского осадочного бассейна в меловом периоде // Геология и геофизика. 2014. Т. 55. № 5–6. С. 745–776.
- Павлов Д.И., Горжевский Д.И., Голева Г.А., Калинин М.К., Карцев А.А., Лушаева А.В. Сопряженность руды и нефтеобразующих систем в осадочных бассейнах и прогноз рудных месторождений // Геология рудных месторождений. 1991. Т. 5. С. 39–45.
- Рудмин М. А., Мазуров А.К., Рубан А.С., Усольцев Д.Г. Условия формирования пирротина и грейгита в породах Бакчарского месторождения, Западная Сибирь // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2017. Т. 328. № 4. С. 94–107.
- Nindiyasari F., Griesshaber E., Fernández-Díaz L., Astilleros J.M., Sánchez-Pastor N., Ziegler A., Schmahl W.W. Effects of Mg and hydrogel solid content on the crystallization of calcium carbonate in biomimetic counter-diffusion systems // Crystal Growth and Design. 2014. V. 14. № 9. P. 4790–4802.
- Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. 2019. V. 100. P. 309–325.
- Rudmin M., Wilson M.J., Wilson L., Savichev O., Yakich T., Shaldybin M., Ruban A., Tabakaev R., Ibraeva K., Mazurov A. Geochemical and mineralogical features of the substrates of the Vasyugan Mire, Western Siberia, Russia // CATENA. 2020. V. 194. P. 104–781.
- Swanner E. D., Lambrecht N., Wittkop C., Harding C., Katsev S., Torgeson J., Poulton S.W. The biogeochemistry of ferruginous lakes and past ferruginous oceans // Earth-Science Reviews. 2020. V. 211. P. 103–430.
- Xing B., Graham N., Yu W. Transformation of siderite to goethite by humic acid in the natural environment // Communications Chemistry. 2020. V. 3. № 1. P. 1–11.
- Rickard D., Luther III G.W. Chemistry of iron sulfides // Chemical Reviews. 2007. V. 107. № 2. P. 514–562.

МИНЕРАЛОГИЧЕСКАЯ ХАРАКТЕРИСТИКА МИНЕРАЛИЗОВАННЫХ ЗОН ТРЕХСЕСТЕРСКОГО ПОТЕНЦИАЛЬНОГО РУДНОГО УЗЛА (ВОСТОЧНЫЙ ТАЙМЫР)

Кисельников Ю.В.^{1,2}, Перова Е.Н.¹, Шнейдер А.Г.²

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, yury.kiselnikoff@yandex.ru

² Всероссийский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург

В настоящее время коллективом сектора Таймыра отдела региональной геологии и полезных ископаемых Севера Сибири ФГБУ «ВСЕГЕИ» проводятся работы по уточнению геологической карты Таймыра двухсоттысячного масштаба с параллельной оценкой золотоносности территории. Возможная золотоносная минерализация ранее связывалась с проявлениями золото-сульфидно-кварцевой формации. Детальные минералогические работы позволили уточнить предполагаемую формационную принадлежность территории.

Трехсестерский потенциальный рудный узел расположен в Красноярском крае, в Таймырском Долгано-Ненецком автономном округе, на востоке полуострова Таймыр, в северных предгорьях гор Бырранга, примерно в 140 км на юго-юго-восток от мыса Челюскин. Площадь опробованной в пределах листа Т-48-XXXIV территории составляет 38 км². В геологоструктурном отношении район приурочен к Шренк-Ленинградскому позднекиммерийскому антиклинорию (Проскурнин, 2013) Центрально-Таймырской аккреционной зоны (Vernikovsky, 2001). Сульфидная минерализация наблюдается в протяженных (от десятков метров до 2 км) участках в приконтактных частях тел метагабброидов северобыррангского дайкового комплекса нижнего-среднего рифея и в зонах смятия. В рифейских слабометаморфизованных породах было выделено 6 типов проявлений сульфидной минерализации: прожилково-вкрапленный пирит-хлорит-мусковит-кварцевый, прожилковый пирит-мусковит-кварцевый, прожилково-вкрапленный фрейбергит-арсенопирит-сфалеритовый, вкрапленный пирит-карбонат-альбит-кварцевый, вкрапленный пирит-карбонатный.

Прожилково-вкрапленный пирит-хлорит-мусковит-кварцевый тип проявлений размещен в олигоклаз-кварцевых и мусковит-кварцевых сланцеватых бластокластических метапесчаниках и метаалевролитах, мелкозернистых графитсодержащих кварцитах и мусковит-кварцевых сланцах. В качестве аксессуарных минералов вмещающих пород обнаружены ильменит, титанит, рутил, турмалин, гидроксилapatит, монацит, ксенотим. Сульфиды локализованы в тонких (0.2–0.5 мм) согласных сланцеватости прожилках, сложенных Fe-хлоритом, магниезальным сидеритом, карбонатами ряда анкерит-доломит и кварцем-I, выполняющим дворники вытяжения в тенях давления пирита. Содержание сульфидов находится в пределах 1–5 %, из них главным является пирит-I. Минерал слагает мелкие (0.2–0.5 мм) ксеноморфные зерна. В резко подчиненном количестве присутствуют халькопирит, сфалерит, галенит, недиагностированные фазы состава Pb-Ag-Te-S, Pb-Sb-S. Основные диагностированные минералы не содержат изоморфных примесей.

Прожилково-вкрапленный пирит-кварцевый тип обнаруживается в кварцевых жилах мощностью от первых мм до первых см, которые секут описанный выше тип проявлений. Жильный кварц-II мелко-среднезернистый, интенсивно гранулирован. По границам зерен развиты тонкие (0.007–0.009 мм) прожилки карбонатов группы кальцита-доломита. Главным рудным минералом является пирит-II (2–3 %). В качестве аксессуариев выступают халькопирит, сфалерит, галенит. Минералы стехиометричны.

Прожилковый пирит-мусковит-кварцевый тип размещен в описанных выше кварцевых жилах, однако проявлен не повсеместно. Основным рудным минералом является пирит-III (2–3 %). Минерал приурочен к тонким прожилкам мусковита и кварца-III, где он образует пентагондодекаэдрические кристаллы, внешние части которых обогащены мышьяком. Сфалерит слагает мелкие каплевидные и амёбовидные включения по зонам роста пирита-III. Халькопирит и галенит выполняют тонкие прожилки в пирите. Сульфиды, за исключением пирита-III, стехиометричны.

Вкрапленный пирит-карбонатный тип выявлен в карбонатных породах с кварцем. Карбонаты образуют две генерации: ранний сидерит и поздний кальцит. Минерализация пиритовая (2–4 %) с редкими включениями галенита, недиагностированных фаз состава Cu-Zn-Sn-S, Cu-Ag-S, Pb-Sb-S. Пирит не содержит изоморфных примесей.

Вкрапленный пирит-карбонат-альбит-кварцевый тип размещен в пирит-кварц-карбонатных метасоматитах по магматическим породам кислого или основного состава. Ранний пирит слагает сростки мелких неправильных зерен, поздний пирит – пентагондодекаэдрические и октаэдрические кристаллы. Халькопирит в раннем пирите выполняет тонкие прожилки, в позднем – каплевидные, в сростках с пирротинном, мелкие включения. Содержание сульфидов находится в пределах 2–4 %.

Прожилково-вкрапленный фрейбергит-арсенопирит-сфалеритовый тип проявлен в брекчированных мусковит-кварцевых породах. Сульфиды выполняют мелкую вкрапленность в обломках мусковит-кварцевых сланцев и тонкие прожилки по границам обломков пород и кварца. Выявлено 3 генерации пирита. Для второй и третьей характерна примесь мышьяка. Арсенопирит формирует три генерации. Для минерала характерно преобладание серы над мышьяком в анионной части. Пирротин диагностирован только оптическими методами. Сфалерит образует две генерации. Ранний сфалерит несет примесь железа и меди, поздний сфалерит стехиометричен. Халькопирит слагает как эмульсионную вкрапленность в сфалерите, так и собственные выделения. Минерал не содержит изоморфных примесей. Галенит обнаруживает примеси только в участках развития такситовых структур на границе с фрейбергитом, где в галените появляются медь, цинк, серебро, сурьма. Фрейбергит (Maöle et al, 2008) по составу соответствует цинковому кеноаргентотетраэдриту с недостатком дополнительных анионов серы. Состав минерала варьирует от внешних частей к внутренним от $(Ag_{5.42} Cu^{+0.38})_{6.00} Cu^{2+}_{4.00}(Zn_{1.59}Fe_{0.43})_{2.02} (Sb_{3.93}S_{12.03})$ до $(Ag_{3.61} Cu^{+}_{2.39})_{6.00}(Cu_{3.91}Fe_{0.09})_{4.00}(Zn_{1.62}Fe_{0.32})_{1.94} ((Sb_{2.21}As_{1.85})_{4.06}S_{12.72})$. Недиагностированные фазы состава Pb-Sb-S, Pb-Se-S выполняют тонкие прожилки и включения в галените. Структурные взаимоотношения минералов позволяют определить ход их кристаллизации во фрейбергит-арсенопирит-сфалеритовом типе (рис. 1).

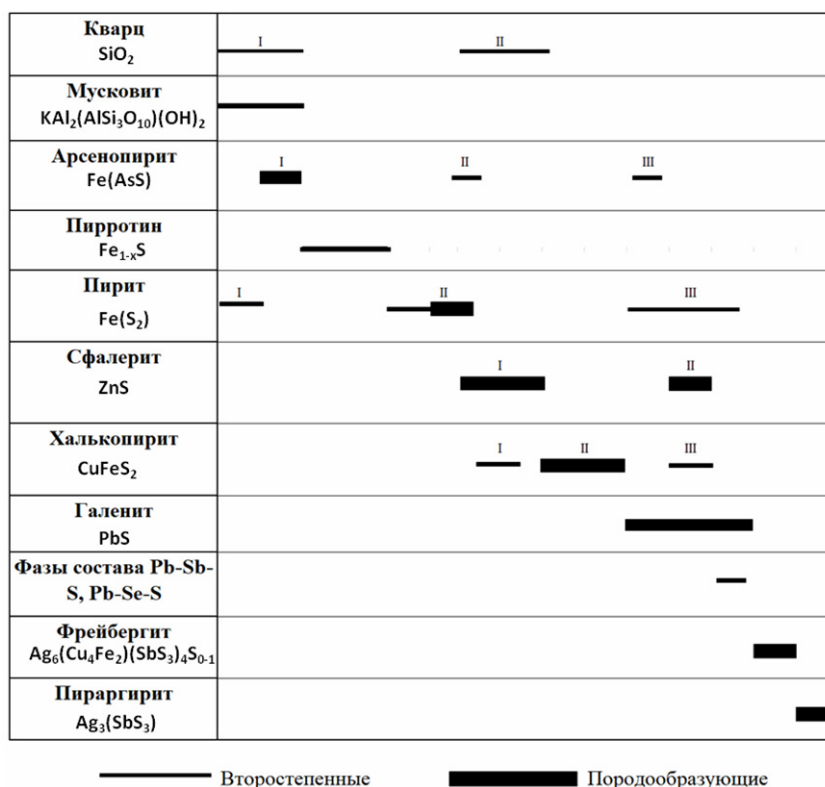


Рис. 1. Выявленный ход кристаллизации минералов во фрейбергит-арсенопирит-сфалеритовом типе проявлений сульфидной минерализации

Среди изученных проявлений наиболее ранними формировались согласные пирит-кварцевые прожилки в условиях пластических деформаций кварца, судя по дворикам вытяжения. После заложилась секущие пирит-кварцевые жилы, и, затем, в них появились мусковит-кварцевые прожилки с мышьяковистым пиритом. В таком пирите присутствуют каплевидные включения сфалерита во внешних частях зерен. Сфалерит, халькопирит, галенит, фазы свинца, серебра, сурьмы и прочее встречаются в виде угловатых включений с ровными границами, что указывает на заполнение трещин обозначенными минералами и фазами.

Во фрейбергит-арсенопирит-сфалеритовом типе ход кристаллизации такой же, по схеме пирит, сфалерит, халькопирит, галенит, сульфосоли серебра (рис. 1). Можно предположить, что после заложения кварцевых жил ассоциации формировались под действием одного рудного процесса.

Изученные пробы характеризуются низкими содержаниями золота. Наибольшие концентрации элемента (до 0.5 г/т) приурочены к пирит-мусковит-кварцевому прожилковому типу. Анализ 31 определения состава пород атомно-абсорбционным методом позволил выявить корреляции золото-мышьяк. Коэффициент корреляции для логарифмированных значений составляет 0.72. Вследствие того, что самородное золото не обнаружено, можно полагать, что элемент находится в виде изоморфной примеси в арсенопирите, мышьяковистом пирите, фазах состава Pb-As-S. Требуется дальнейшее изучение обозначенных сульфидов и подтверждение их роли концентраторов золота.

Проведенный минералого-петрографический анализ сульфидизированных пород позволяет говорить о проявленности на изученной площади, вероятнее всего, колчеданной рудной формации, судя по ведущему типу руд (Ag, Cu, Pb, Zn).

Работы выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Микроскопии и микроанализа», «Рентгенодифракционные методы исследования», «Геомодель».

Список литературы

Maöle Y., Mackovicky E. et. al. Sulfosalt systematics: a review. Report of the sulfosalt sub-committee of the IMA Commission on Ore Mineralogy // Eur. J. Journal. Stuttgart: E. Schweizerbart'sche Verlagsbuchhandlung, 2008. Т. 20. № 1. P. 7–46.

Vernikovskiy V.A., Vernikovskaya A.E. Central Taimyr accretionary belt (Arctic Asia): Meso – Neoproterozoic tectonic evolution and Rodiniabreakup // Precambrian Research. Elsevier, 2001. V. 110. № 1–4. P. 127–141.

Проскурнин В.Ф. Минерагенический анализ Таймыро-Североземельского региона и оценка его золотоносного потенциала. СПб.: Дисс. на соиск. ст. д.г.-м.н., 2013 г.

ПРОЯВЛЕНИЕ NaCl В ТОНКИХ ПЛЕНКАХ ШУНГИТОВОГО УГЛЕРОДА

Ковальчук А.А.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, kovalkhuk_aa@krc.karelia.ru

Введение. Прогресс в электронике, фотонике, сенсорике и прочих бурно развивающихся областях невозможен без создания новых поколений функциональных материалов. Одной из приоритетных задач современного материаловедения является поиск новых технологически экономичных способов выделения и стабилизации наночастиц.

Углеродные наночастицы, благодаря широкому распространению в природе, играют важную роль во многих биологических и геохимических процессах, а использование их в области нанотехнологий позволяет улучшить электропроводные, теплопроводные, механические свойства. К углеродным материалам нового поколения относят фуллерены, нанотрубки, графен, ультрадисперсных алмазов и т. д.

Шунгитовый углерод, представленный в концентрированном виде в высокоуглеродистых шунгитовых породах Карелии, можно использовать в качестве природного источника углеродных наночастиц. Он характеризуется многоуровневой структурной организацией: от листов восстановленного оксида графена размером ~ 1 нм до агрегатов глобул размером десятки нанометров.

Образцы и методы. В настоящей работе представлены результаты, полученные при структурных исследованиях тонких пленок шунгитового углерода, полученных двумя способами:

- конденсацией водной дисперсии (Рожкова, 2012) наночастиц шунгитового углерода на подложке. Толщина пленок 3 мкм. Размер углеродных наночастиц ~ 80 нм.
- методом сублимации (Коньков, 2016) при температуре < 750 °С из порошка шунгитовой породы первой разновидности месторождения Шуньга. Пленки осаждались на подложки с проводящим контактом ИТО ($\text{In}_2\text{O}_3 + \text{SnO}_2$). Толщина пленок 3 мкм. Размер углеродных наночастиц 50–100 нм.

Тонкие пленки шунгитового углерода представляют собой наноструктурный объект, состоящий из углеродных наночастиц, которые могут быть идентифицированы как близкие к графеновым структурам.

Морфология и структура пленок исследовались методами спектроскопии комбинационного рассеяния (Ковальчук, 2018), лазерной (ЛСМ) и электронной сканирующей микроскопии (СЭМ).

Результаты и обсуждение. При рассмотрении морфологии пленок водной дисперсии на ЛСМ (3D микроскоп VK-9700K, Keyence) помимо углеродных агрегатов были обнаружены фракталоподобные структуры (рис. 1). Методом СЭМ (микроскоп VEGA 11 LSH, Tescan с энергетической анализирующей приставкой INCA Energy 350, Oxford Instruments) было установлено, что эти структуры состоят из кристаллов NaCl.

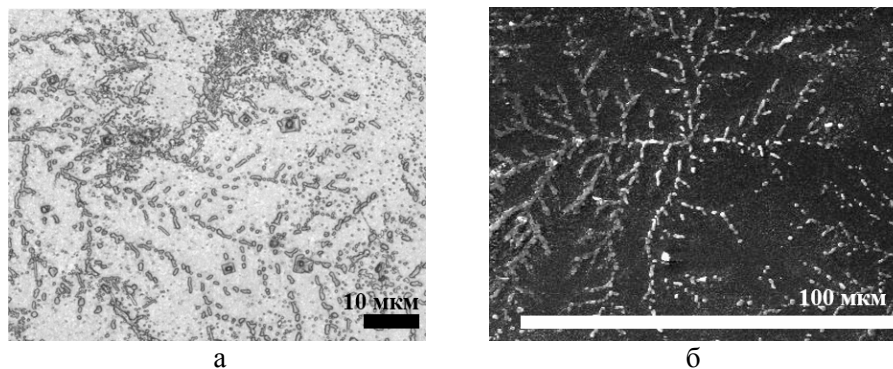


Рис. 1. Снимки поверхности углеродной пленки водной дисперсии, содержащей скопление кристаллов NaCl, полученные методами ЛСМ (а) и СЭМ (б)

При изучении морфологии пленок, полученных методом сублимации, проводился микрозондовый анализ химического состава, который показал появление в ряде случаев незначительного количества (~2 %) NaCl в пленке на подложке с In₂O₃-покрытием. На поверхности пленки наблюдались отдельные кристаллы размером <1 мкм. Для углеродной пленки на подложке с ITO-покрытием количество NaCl было выше на порядок, а поверхность пленки равномерно покрыта отдельными кристаллами размером 1–2 мкм (рис. 2а), которые расположены вплотную друг к другу и имеют металлический блеск.

В экспериментальной работе (Иевлев, 2005) пленки CuInSe₂ последовательно осаждались на NaCl, после чего высвобождались путем растворения кристалла соли.

Была произведена обработка пленки на ITO-покрытии дистиллированной водой, с целью удаления кристаллов NaCl. Воздействие дистиллированной воды на пленку привело к растворению большей части кристаллов и частичной перекристаллизации большей части кристаллов в более крупные, размером >5 мкм, размер отдельных кристаллов достигал 100 мкм (рис. 2б).

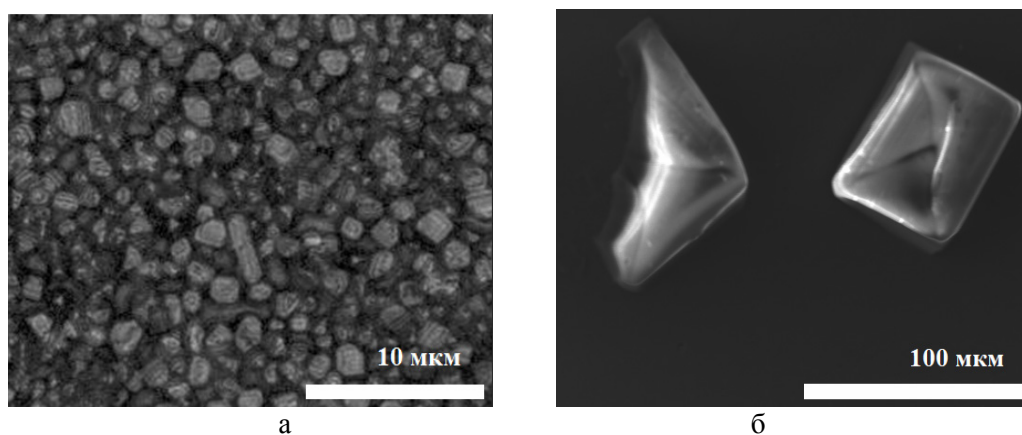


Рис. 2. ЛСМ-изображение (а) поверхности углеродной пленки, содержащей скопление кристаллов NaCl, на подложке с ITO; СЭМ-изображение (б) отдельных кристаллов NaCl после обработки пленки дистиллированной водой

В литературных источниках встречаются свидетельства о наличии NaCl в соседстве с шунгитовым углеродом. Так в работе (Zaidenberg et al., 1998) отмечено, что в шунгитовом веществе постоянно присутствуют элементы Cl, S, Si, Na и Fe, равномерно распределенные в объеме, а их содержание достигает 0.1 весовых %.

Присутствие NaCl в шунгитовых породах может быть связано с наличием галитовой толщи, которая была вскрыта при бурении Онежской параметрической скважины (Филиппов, 2016). Галитовая толща туломозерской свиты ятулийского надгоризонта залегает на архейских породах в интервале 2944.0–2750.8 м, однако присутствие соли отмечено и существенно выше галитовой толщи: на глубине 2320–2305 м, что свидетельствует о ее перемещении в соседние породы. Первый (нижний) горизонт шунгитовых пород залегает на ~ 1900 м.

В работе (Ермоленко, 2012) было отмечено, что NaCl, как и KCl, обладают способностью к чрезмерной возгонке: начальная температура возгонки составляет 400 °С, а практически полная возгонка завершается до 1250 °С. Масс-спектрометрическими исследованиями было установлено, что KCl и NaCl возгоняются без разложения.

Монокристаллы NaCl иногда используются в качестве подложки для выращивания на них углеродных структур таких как фуллерены (Баран, 2010; Горбенко и др, 2002). В работе (Крылов и др, 2011) приводятся результаты выращивания пленок ZnS подложки из NaCl.

Выводы. Согласно результатам проведенных структурных исследований, при нанесении пленок на подложки с проводящим контактом ITO наночастицы шунгитового углерода в пленке связываются, образуя наноразмерную сетку. При наличии кристаллов микронных размеров,

на их гранях появляется двумерная сетка с углеродными наночастицами в узлах. В случае кристаллов NaCl, путем их растворения, эту сетку можно выделить.

Присутствие NaCl в исследуемых пленках можно объяснить совокупностью двух факторов:

- формирование шунгитовых пород происходило в геологическом соседстве с пластом галита;
- температурные режимы предлагаемого способа получения углеродных пленок методом сублимации являются благоприятными для выделения NaCl, как побочного продукта, что можно рассматривать как перспективный способ выращивания тонких углеродных пленок на кристаллах NaCl.

Работа выполнена в рамках темы НИР № 212 «Графеновый нанокристалл как признак специфичности шунгитовых пород, его гибридных и композиционных материалов» (ГР № АААА-А18-118020690131-4) и при частичной поддержке гранта программы «УМНИК» Фонда содействия развитию малых форм предприятий в научно-технической сфере, договор № 11094 ГУ/2016.

Список литературы

Баран Л.В. Эволюция структуры фуллеритовых пленок, конденсированных на различные подложки // Поверхность. Рентгеновские, синхротронные и нейтронные исследования. 2010. № 9. С. 84–88.

Горбенко Н.И., Пугачев А.Т., Саадли Х., Чуракова Н.П. Структура тонких пленок C₆₀ на (100) NaCl // Вопросы атомной науки и техники. 2002. № 1. С. 178–180.

Ермоленко Е.П. Особенности воздействия хлоридов щелочных металлов на процессы клинкерообразования [Текст]: дис. канд. техн. н. наук: 05.17.11. Белгород, 2012. 156 с.

Иевлев В.М., Белоногов Е.К., Харин А.Н. Синтез и субструктура ориентированных пленок CuInSe₂ // Неорганические материалы. 2005. Т. 41. № 1. С. 15–22.

Ковальчук А.А. Пленки шунгитового углерода // Физико-химические методы изучения минеральных агрегатов, минералоидов и синтетических материалов: проблемы и перспективы. Сборник материалов докладов научно-практического семинара. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2018. С. 28–35.

Коньков О.И., Михайлина А.А., Приходько А.В., Рожкова Н.Н. Наноструктурированные мембраны на основе природного углеродного материала // Оптический журнал. 2016. Т. 83. № 5. С. 24–28.

Крылов П.Н., Романов Э.А., Федотова И.В. Влияние термоотжига на структуру нанокристаллических пленок сульфида цинка // Физика и техника полупроводников. 2011. Т.45. № 1. С. 127–131.

Рожкова Н.Н. Агрегация и стабилизация наночастиц углерода шунгитов // Экологическая химия. 2012. № 4. С. 240–251.

Филиппов М.М., Есипко О.А. Геолого-геофизические маркирующие горизонты палеопротерозоя Онежской структуры. Петрозаводск: КарНЦ РАН, 2016. 257 с.

Zaidenberg, A.Z., Rozhkova, N.N., Kovalevski, V.V. Tupolev, A.G. Shungite carbon and fullerenes / Fullerene Science and Technology. 1998. V. 6. № 3. P. 511–517.

ФАКТОРЫ КОНТРОЛЯ СТРАТИФОРМНОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО ОРУДЕНЕНИЯ (MVT-ТИП) В РАННЕКЕМБРИЙСКИХ КАРБОНАТНЫХ ОТЛОЖЕНИЯХ АНАБАРО-СИНСКОЙ СФО, КАК ОСНОВА РЕГИОНАЛЬНОГО ПРОГНОЗИРОВАНИЯ НОВОГО СВИНЦОВО-ЦИНКОВОГО РУДНОГО БАССЕЙНА СИБИРСКОЙ ПЛАТФОРМЫ

Козлов Г.А.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П. Карпинского, Санкт-Петербург,
Gleb98-210@yandex.ru*

Раннекембрийские карбонатные отложения Сибирской платформы обладают потенциалом выявления новых востребованных промышленностью месторождений свинца и цинка. Основное внимание предшественников уделялось изучению площади Кыллахской металлогенической зоны, а также Омулёвского поднятия с известными месторождениями и рудопроявлениями свинца и цинка MVT-типа. Полиметаллические руды известны и на левобережье р. Лена в долинах рек Намана, Большая Русская, а также юго-западнее г. Якутск. До недавнего времени они не имели установленной рудно-формационной принадлежности и детально не изучались, хотя имеются сведения об их кустарной разработке в начале XX века местным населением (Щербаков и др., 1999).

Авторские исследования позволили установить не только широкое развитие прямых и косвенных признаков оруденения в районе междуречья рек Лена и Амга, но и определить закономерное его положение в геологических структурах региона. Изученные рудопроявления приурочены к известково-доломитовым, кремнисто-известково-доломитовым отложениям раннего кембрия, относящихся к Западно-Якутскому барьерному рифовому комплексу (Шабанов и др., 2016). Оруденение локализовано в доломитах кетеманской и титаринской свит, прорываемых дайками долеритов и габбро-долеритов позднедевонского чаро-синского гипабиссального дифференцированного комплекса. На севере и востоке рассматриваемой площади кембрийские карбонатные породы перекрываются чехлом мезозойских терригенных отложений. На текущий момент в пределах территории выявлено три пространственно сближенных рудопроявления и более 40 пунктов минерализации свинца и цинка. Установление структурных, палеогеографических, тектонических, седиментационных и других факторов контроля оруденения в сочетании с минералого-геохимической зональностью и изотопными характеристиками оруденения позволил отнести его к так называемому «Миссисипскому» геолого-промышленному типу (Ручкин и др., 2002; Донец и др., 2017), а также определить уникальные особенности и отличительные характеристики свинцово-цинковых руд территории.

Рассматриваемая часть раннекембрийских отложений юго-востока Сибирской платформы сформировалась в условиях обширного эпиконтинентального морского бассейна со сложно дифференцированными литолого-фациальными условиями осадконакопления. Отмечается приуроченность свинцово-цинкового оруденения к известково-карбонатным рифогенным отложениям (Анабаро-Синская структурно-формационная область), сформировавшимся в обстановке перехода от барьерного рифа к области открытого моря (Синско-Ботомская структурно-формационная зона (СФЗ)). Примечательно то, что несмотря на широкую область распространения рифогенных образований, внутренние зарифовые отложения, отложения фации рифа-волнолома (Бестяхо-Мундуруччинская СФЗ) и периодически затопляемых мелководно-морских банок (Амгинская СФЗ) не содержат проявлений минерализации или повышенных концентраций цинка и свинца (Козлов и др., 2021).

Рудовмещающая формация образовалась в пределах внутриконтинентальной впадины континента, что отражается в глубинном строении территории. Отмечается приуроченность

оруденения к участку сочленения двух морфоструктурных единиц фундамента II порядка: Алдано-Ленского поднятия и Амгинского прогиба. Границей поднятия контролировалось положение карбонатного раннекембрийского рифа, который в условиях морской трансгрессии проградуировал в северо-западном направлении. Область распространения Pb-Zn минерализации отчетливо приурочена к области погружения изогипс фундамента.

Размещение рудопроявлений и пунктов минерализации контролируется зонами сочленения разновозрастных и разноориентированных разрывных нарушений двух типов: конседиментационного кембрийского и рифтогенного позднедевонско-раннекаменноугольного заложения. Такая ассоциация является весьма характерной для стратиформных месторождений свинца и цинка в карбонатных толщах (Донец и др., 2002).

Разрывы и мелкие нарушения конседиментационного характера имеют преимущественно северо-западное простирание, вкрест залеганию пород карбонатного комплекса. Разломы рифтогенного заложения раздвигового характера объединяются в Чаро-Синскую зону и сформировались в ходе образования Палеовиллюйской грабен-рифтовой системы. Такие крупные системы разрывных нарушений не только выступают в качестве благоприятной вмещающей среды, но и, достигая значительной протяженности, выступают хорошим проводником седиментогенного катагенетического флюида. Стоит отметить и широкие признаки миграции нефти в карбонатных отложениях территории и расположение рассматриваемой территории в зоне сочленения Северо-Алданской и Вилюйской нефтегазоносных областей.

Отмечается закономерная приуроченность руд к полям развития площадных вторичных эпигенетических доломитов и тектоногенных локальных кварц-карбонатных низкотемпературных джаспероидов. Связь полиметаллического оруденения с вторичными доломитами – широко распространенное явление, особенно характерное для месторождений MVT-типа (Плющев и др., 2012).

Оконтуренный ореол вторичной доломитизации значителен по размеру, только обнажаемая его часть занимает площадь более 16000 км². По этому параметру рассматриваемая площадь превосходит крупнейшие по запасам руды свинцово-цинковые районы мира, таких как Южный Миссури (1.600 км²), Верхнемиссисипский (7.800 км²), Верхнесилезский (2.800 км²). Учитывая установленные факты распространения вторичных доломитов в погребенном виде в пределах значительной части Алданской антеклизы, площадь ореолов вторичной доломитизации может составлять десятки и сотни тысяч км². Кварц-кремнистые метасоматиты, несмотря на приуроченность к зонам разрывных нарушений, имеют стратифицированный облик и ассоциированы с зальбандовыми частями рудных тел.

В структурах геохимических полей оруденение приурочено к участкам повышенной концентрации Pb, Zn, Ag, Co, Mn в коренных породах. Данная ассоциация может считаться типоморфной для оруденения MVT-типа и хорошо выражена, как на уровне рудного района, так и на уровне рудного поля.

Магматический фактор контроля оруденения имеет двойственную роль. С одной стороны, ассоциированные с рифтогенезом интрузии долеритов чаро-синского комплекса не имеют выраженной генетической связи с оруденением. В то же время, имеется связь обогащения рудовмещающих кембрийских отложений свинцом и цинком с процессами раннекембрийского магматизма, проявленного в виде пластовых тел гиалобазальтов в кембрийских отложениях (Козлов, 2021).

Таким образом, в раннекембрийских карбонатных отложениях, на изученной территории оконтурена потенциальная свинцово-цинковая минерагеническая зона. При этом на дневной поверхности обнажается лишь краевая часть области его распространения, а основная часть рудоносных структур перекрыта чехлом мезозойских отложений на водоразделе рек Лена и Вилюй. Геологическая изученность кембрийских отложений данной территории имеет точечный характер, они вскрыты лишь единичными скважинами. Более того, выявленные особенности локализации оруденения наблюдаются и на северном борту Палеовиллюйской грабен-рифтовой

системы в междуречье рек Вилюй, Лена, Тюкян, Малая Куонамка, где повсеместно отмечаются пункты минерализации свинца и цинка в карбонатных отложениях Анабаро-Синской СФО. Это создает предпосылки выявления в пределах Сибирской платформы новой, еще более мелкомасштабной минерагенической единицы, ранга потенциального свинцово-цинкового бассейна, с оруденением аналогичным по геолого-промышленному типу с месторождениями бассейна рек Миссисипи и Миссури (США).

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 200 000. Серия Амгинская, Листы Р-52-XXV (Синск), Р-52-XXVI (Тит-Ары), Р-52-XXVII (Булгунняхтах). Объяснительная записка / О.И. Щербаков, Л.А. Юганова, М.Л. Кокоулин и др. СПб.: Карт. Фабрика ВСЕГЕИ, 1999. 75 с.

Донец А.И., Ручкин Г.В., Конкин В.Д. Геолого-промышленные типы и региональные геологические особенности стратиформных свинцово-цинковых месторождений в карбонатных толщах // Отечественная геология, 2017. № 6. С. 31–38.

Козлов Г.А., Гузев В.Е., Молчанов А.В., Терехов А.В. Литолого-геохимические особенности раннекембрийских карбонатных отложений юго-восточной части Анабаро-Синской структурно-формационной области Республики Саха (Якутия) и их связь со стратиформным свинцово-цинковым оруденением // Региональная геология и металлогения, 2021. № 86. С. 31–44.

Плющев Е.В., Шатов В.В., Кашин С.В. Металлогения гидротермально-метасоматических образований. СПб.: Изд-во ВСЕГЕИ, 2012. С. 559.

Ручкин Г.В., Донец А.И. Стратиформные свинцово-цинковые месторождения в карбонатных толщах. М.: ЦНИГРИ, 2002. 124 с.

Стратиграфия нефтегазоносных бассейнов Сибири. Кембрий Сибирской платформы. В 2 т. Т. 1: Стратиграфия / ред. Ю. Я. Шабанов. Новосибирск: Изд-во ИНГГ СО РАН, 2016. С. 497.

ГЕОЭКОЛОГИЧЕСКИЙ ПРОГНОЗ ЭКСПЛУАТАЦИИ ПУНКТА ГЛУБИННОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ЖИДКИХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ

Кокорев О.Н.¹, Кеслер А.Г.², Истомин А.Д.², Носков М.Д.², Чеглоков А.А.²

¹ ФГУП «Национальный оператор по обращению с радиоактивными отходами» филиал «Северский», Северск, kokorev.podzemgazprom@yandex.ru

² Северский технологический институт – филиал федерального государственного автономного образовательного учреждения высшего образования «Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ», Северск

Наиболее эффективным методом изоляции жидких радиоактивных отходов (ЖРО) от среды обитания человека является их захоронение в глубоко залегающие геологические формации. На территории пункта глубинного захоронения (ПГЗ) филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» захоронение ЖРО (рис. 1) выполняется в эксплуатационные горизонты, сложенные песчано-глинистой толщей, залегающие в интервале глубин 315–390 м. Эксплуатационные горизонты ПГЗ ЖРО филиала «Северский» отделены от водоносных горизонтов, используемых для хозяйственно-питьевого водоснабжения, водоупорными слоями и буферными горизонтами (Кокорев, 2019).

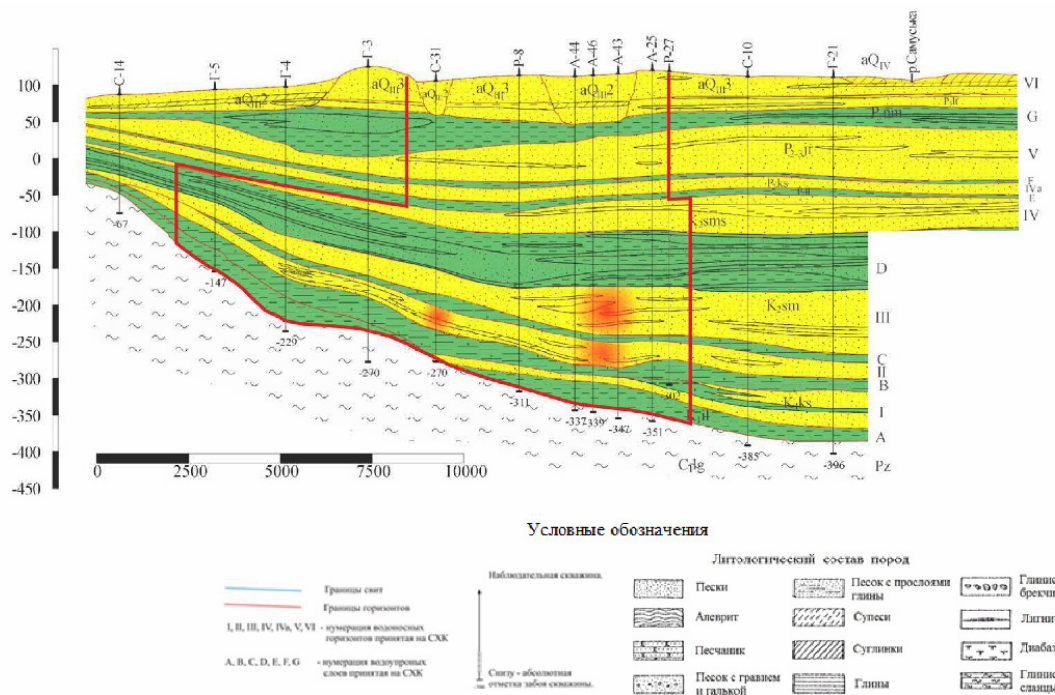


Рис. 1. Геолого-гидрогеологический разрез района расположения ПГЗ ЖРО «площадки 18 и 18а» филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» (материалы фондов АО «СХК»)

Для обеспечения безопасности глубинного захоронения ЖРО и повышения эффективности управления эксплуатацией ПГЗ ЖРО, необходимо иметь информацию об изменениях состояния пласта-коллектора. Для решения этой задачи была создана геотехнологическая модель. Геотехнологическая модель ПГЗ ЖРО филиала «Северский» включает в себя сопряженные геологическую, технологическую и геохимическую модели.

Верификация геологической и геотехнологической моделей проводилась на основе сопоставления результатов моделирования с данными мониторинга состояния недр и подземных сооружений. Миграция радионуклидов в подземных водах и изменения состояния пласта коллектора ЖРО рассчитывалась на специально разработанных математических моделях.

Проведена прогнозная оценка сценариев работы ПГЗ ЖРО филиала «Северский» на тридцатилетний период и разработаны альтернативные сценарии эволюции ПГЗ ЖРО с учетом возможных аварийных ситуаций. Результаты прогнозных расчетов эксплуатации ПГЗ ЖРО филиала «Северский» показали, что ореол загрязненных подземных вод (рис. 2) будут находиться в пределах проектных границ ПГЗ ЖРО филиала «Северский».

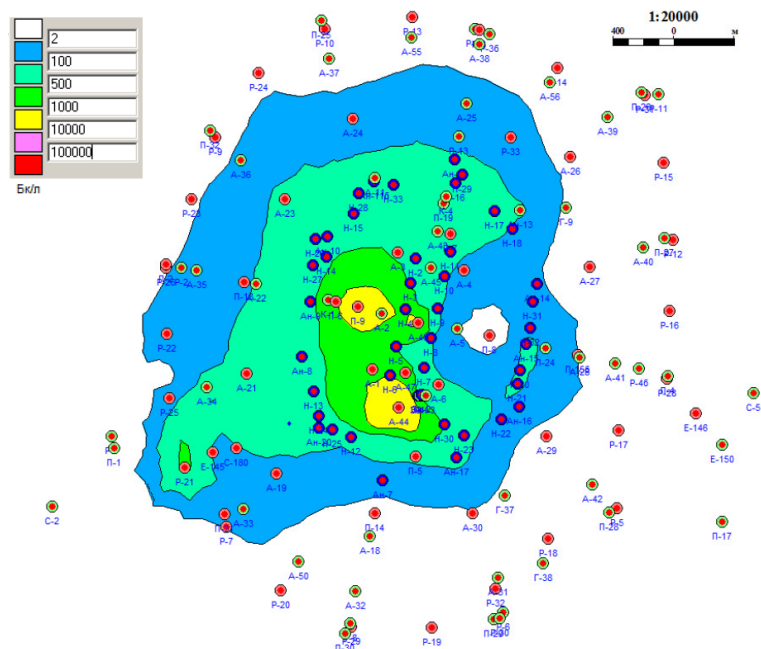


Рис. 2. Распределение активности трития (Бк/л) на 01.01.2021 г. в горизонте III площадки 18

Учитывая альтернативные сценарии эволюции (возможные внешние воздействия природного и техногенного происхождения), были выполнены дополнительные прогнозные расчеты состояния ПГЗ ЖРО филиала «Северский».

Результаты исследования показывают, что для рассмотренных прогнозных сценариев работы ПГЗ ЖРО филиала «Северский» внешние воздействия не приводят к возникновению серьезных аварий.

Полученные результаты моделирования показывают адекватность построенной геотехнологической модели ПГЗ ЖРО филиала «Северский» и позволяют сделать вывод о значительном запасе толерантности ПГЗ по отношению к негативным внешним воздействиям, а также способности функционировать в экстремальных условиях при существующих режимах эксплуатации. Источников поступления загрязнения атлымского водоносного горизонта, используемого городами Северском и Томском для централизованного хозяйственно-питьевого водоснабжения не обнаружено.

Список литературы

- Веников В.А. Теория подобия и моделирования. – М.: Высшая школа, 1986, 480 с.
- Грабовников В.А. и др. Гидрогеологические исследования для обоснования подземного захоронения промышленных стоков. М.: Недра, 1993. 355 с.
- Рыбальченко А.И., Пименов М.К., Костин П.П. и др. Глубинное захоронение жидких радиоактивных отходов. М.: ИздАТ, 1994. 256 с.
- Р-319-2/304- 2020, «Регламент мониторинга состояния недр и подземных сооружений ПГЗ ЖРО филиала Северский» ФГУП «НО РАО, Северск, ФГУП «НО РАО», 2020. 71 с.
- Кокорев О.Н., Мартьянов В.В., Козлов А.Е., Щипков А.А. Обоснование безопасной эксплуатации пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов с использованием системы геотехнологического мониторинга // Материалы XXVIII Всероссийской молодежной конференции: Институт земной коры СО РАН, г. Иркутск, 2019 г. С. 86–87.
- Кокорев О.Н., Истомин А.Д., Носков М.Д., Чеглоков А.А. Создание геотехнологической модели и проведение эпигнозного моделирования состояния пласта-коллектора ПГЗ ЖРО филиала «Северский» ФГУП «НО РАО», г. Северск // Материалы конференции, СТИ НИЯУ МИФИ, Северск, 2019.

О МЕСТЕ ЗАХОРОНЕНИЯ ВЫСОКОРАДИОАКТИВНЫХ И ДОЛГОЖИВУЩИХ ОТХОДОВ В РОССИИ

Комлев В.Н.

Пенсионер, Анапиты, komleva_ap@mail.ru

Одним словом, придумано
П.П. Бажов
«Каменный цветок»

Россия планирует создать в Красноярском крае, на участке «Енисейский» (ЗАТО Железногорск), на промышленной территории ФГУП «Горно-химический комбинат» (ГХК) национальный шахтного типа ПГЗРО (архейские гнейсы, на глубине 450–550 м) – пункт глубинного/геологического захоронения РАО (радиоактивных отходов) 1 и 2 классов опасности, твердых. Речь идет об объекте, у которого по международным представлениям перспектива на миллион лет экологических тревог и на сотни миллиардов долларов затрат только в обозримом будущем. По принципу условной паритетности военных и гражданских ядерных программ СССР/России и США объем российских РАО можно оценивать лишь в сравнении с американскими. А российский ПГЗРО в центре страны – с совокупностью двух (WIPP и Yucca Mountain) американских в приграничной (как и китайский Weishan) пустыне.

Вблизи площадки ПГЗРО имеются разные объекты размещения (хранение и захоронение) РАО и ОЯТ (отработавшего ядерного топлива), комплекс переработки ОЯТ и другие в составе ядерно-космического кластера. Завершают захоронение реакторов ГХК по способу «на месте» и эксплуатируют полигон «Северный» (юрские осадочные пласты-коллекторы во впадине скального архейского фундамента, захоронение жидких РАО, ЖРО).

Рисунки страниц 27, 29, 30, 45, 47, 50, 194 (Материалы..., 2021), 13 (Лобанов, 2013) и публичных материалов обоснования лицензий – МОЛ (2015, 2018, 2020 и 2021 годов) для комплекса соседствующих объектов, отчета (Гупало, 2005) дают обобщенную ситуационную картину промышленной территории ГХК, площадки ПГЗРО и сопряженных территорий (административные границы, горный и земельный отводы, геоморфология, геология). Территория ГХК («гнейсовый полуостров») на земной поверхности зажата между Енисеем и угленосными (и обводненными) образованиями юры (долина Черского). От площадки ПГЗРО (блок 37) до Енисея – 4, 5 км, до блока 38 (юрские отложения в составе долины Черского, по А.Ю. Озерскому (В подземной..., 2017) – месторождения угля) – 2 км.

Если рассматривать геологическую ситуацию вглубь минимум до целевого интервала ПГЗРО, то картина еще тревожней. «Енисейский» и его соседи ГХК находятся в синем «море-океане» юры. Вмещающая «гнейсовый полуостров» (Лобанов, 2013, с. 13) юра принадлежит Западно-Сибирскому артезианскому бассейну. Воды проводящих горизонтов имеют высокий напор. Многие скважины в интересующем районе фонтанируют. Считают (по повышенным показаниям фтора и хлора), что проводящие горизонты запитываются восходящей глубинной водой по зоне Приенисейского разлома под долиной Енисея (Озерский, Иванова, 2021). Восходящие потоки древней воды не могут быть локальным процессом. С помощью каких-либо технологий с ними вряд ли возможно справиться. Тем более, что они и их поведение уже в покрывающих отложениях юры вблизи «гнейсового полуострова» не изучены.

Кстати, аномальные хлор и углерод фиксировали в скважинах участка «Енисейский». Но тогда этот факт объяснили возможным влиянием ГХК (Протокол..., 2016, с. 58) (что тоже не может радовать, рассматривая эти элементы как индикатор перемещения подземных вод в гнейсах промышленной территории). Подземные воды «водонепроницаемой» зоны (целевого интервала) в сравнении с водами расположенной выше «относительно водоносной» зоны уже

несут в себе заметные примеси (превышения ПДК) ряда микроэлементов (Протокол ГКЗ, 2016, с. 46–47) (то есть, отличаются по составу от подземной воды, формируемой, преимущественно, атмосферными осадками). Отметим результаты трассерного опыта в скважине ПР-1: хаотичное изменение индикатора-трития в отбираемых на протяжении почти двух месяцев пробах воды целевого интервала (а не посторонний ли это тритий, хаотично перемещающийся в массиве, искажал результаты опыта?), существенное поступление жидкости извне, нестабильность по химическому составу воды процесса стабильного обводнения, поступление в изолированную зону опробования молодых инфильтрационных вод и их смешение с древними (Протокол ГКЗ, 2016, с. 59). В итоге, натурные исследования показали, что механизмы питания-разгрузки целевого интервала вряд ли ясны.

В период интереса к соседнему Нижнеканскому массиву гранитоидов геологами ООО «Енисейнефтегаз» была выполнена комплексная оценка его южной части на предмет геодинамической активности и монолитности альтернативных участков. В том числе, на основе геохимических исследований. В частности, при газовой съемке выявлены устойчивые аномалии повышенных содержаний углекислого газа и (предположительно, глубинных) углеводородов (особенно метана) (Копылов, Чусов, 2021). Подобной необходимой оценки не было применительно к гнейсовому «полуострову» ГХК (содержащему участок «Енисейский») с его разнообразными контактами.

Сложный по структурно-тектоническим характеристикам «гнейсовый полуостров» контактирует по всему интервалу интересующих глубин с сотнями метров юрских отложений, содержащих водонапорные высокой проницаемости слои. Возможен, дополнительно к воде с земной поверхности (и даже как основной), механизм питания целевого интервала глубинной водой. Факт существования в гнейсах участка «Енисейский» восходящего потока подземных вод может получить еще одно обоснование. Однако геологоразведки глубоким бурением (не менее 1 км, как было предусмотрено для участка ранее – табл. 3, Гупало, 2005) не было по гнейсам и по юре (как вдоль восточной границы пород, так и западной).

Потребность изучать локальную герметичность контакта «гнейсы-юра» на территории ГХК уже возникала в связи с полигоном ЖРО «Северный». Соответствующие работы были выполнены. Новые обширные изучения контакта в связи с ПГЗРО обусловлены не только возможностью обмена водой между гнейсами и юрой, но и необходимостью прогноза сохранения флюидного (вода, ЖРО) режима в контуре ПГЗРО – подземный комплекс ГХК – полигон «Северный».

Если контакт юры с «гнейсовым полуостровом» изначально недостаточно герметичен или потеряет герметичность по каким-либо техногенным причинам (в частности, из-за масштабных горных работ), то функционирование всех подземных объектов промплощадки ГХК осложнится. Безопасность контакта надежно не изучена до строительства ПГЗРО.

Эта территория – место уже существующих наземных и подземных объектов, возможное взаимовлияние которых необходимо учитывать. Ее ресурс для размещения новых объектов ограничен или вообще исчерпан. Современный подземный комплекс ГХК с захороненными реакторами (если говорить о интегральных свойствах горы – зона техногенного разуплотнения гнейсов из-за гигантских объемов вынудой породы), как ни печально (после вывода из эксплуатации, нет вечных производств), – будущие каналы сбора воды и водотоки, которые не улучшат и без того сложную в контексте ПГЗРО гидрогеологию общего массива.

К сожалению, гидрогеологические прогнозы на основе математического моделирования в связи с ПГЗРО выполняют чересчур упрощенно, без достаточной полноты исходных данных, при слабом соответствии модели реальности и ожиданиям – следовательно, прогнозы вряд ли надежны. Сценарии включают лишь сбор и фильтрацию воды с земной поверхности, структура и трещиноватость массива – взгляды до 2015 г. (которые многократно критиковались), не принимаются во внимание (при «планировании» на сто, тысячи и миллион лет) резервуары воды в массиве на 200–300 м выше горизонта захоронения РАО – техногенные пустоты, которые заполнятся к тому времени водой.

Два крупных подземных объекта (и потревоженный горный массив): не будет ли негативное воздействие друг на друга и на породный целик между ними уже на стадии строительства ПГЗРО? С юга чередой – Железногорск, Сосновоборск и Красноярск.

В США, Китае, Швеции и Финляндии целевой горизонт ПГЗРО запланировано вскрывать наклонными спиралеподобными технологическими выработками – туннелями за внешним контуром зоны захоронения РАО. Туннелями вскрывали и подземный комплекс ГХК. В концептуальных проектах Горного института Кольского НЦ РАН для подхода к целевому интервалу предложено использовать принципиально похожую обособленную выработку – многофункциональный уклон (например, Концепция подземного хранилища ОЯТ судовых ядерных энергетических установок на Кольском полуострове).

А ПГЗРО на промышленной территории ГХК предлагают начинать вертикальными технологическими стволами непосредственно в будущую рабочую зону (Способы..., 2017–2021). Не следствие ли это тесноты на гнейсовом «полуострове»? Кроме того, такие стволы на стадии автономного (миллион лет) существования ПГЗРО (даже при качественном заполнении их внутреннего свободного объема, например, бентонитом) могут быть эффективными рукотворными «водосточными трубами» для поступления воды в подземный комплекс с земной поверхности и из массива (так как бетон/тюбинги их стенок без ремонта не сохранят герметичность и сотню лет – потекут).

Впервые с помощью стволов предлагали строить ПГЗРО и в пределах санитарно-защитной зоны ПО «Маяк». То есть, этот подход осознан давно соответственно общему стремлению Росатома, вопреки мировой тенденции, создавать федеральные пункты захоронения РАО на пока охраняемых территориях своих крупных уже действующих производственных комплексов (Новоуральск, Озерск, Северск, Железногорск), обрамляя южную часть Западно-Сибирской низменности – нефтегазовой провинции (усиливая потенциальные риски штатного и аварийного ее радиационного загрязнения). Но подземного пространства для надежного маневра выработками ПГЗРО в назначенном варианте (при горно-геологических осложнениях или желаемом наращивании объемов захоронения РАО/строительстве новых очередей объекта) при этом нет.

И еще. «На участке выделено два блока – 37 и 38. Но 38-й отвергли из-за наличия водонасыщенных угленосных месторождений» (В подземной..., 2017). Впервые применительно к участку «Енисейский» дали повод задуматься о возможном опасном соседстве (вода и метан с наложенным радиолизом от РАО?). Пласты угля повышенной водопроницаемости (и другие недостатки) ранее фиксировали вблизи полигона «Северный».

Юрские отложения Западно-Сибирского плитного комплекса вторгаются на сопряженную территорию достаточно близко от площадки ПГЗРО (восточнее, долина Черского), а также юго-западнее (Лобанов, 2013, с. 13). К возможности проявлений угля на участке «Енисейский» и в окрестностях (на путях питания/разгрузки подземных вод) с разных позиций (полезные ископаемые, подземные пожары, геомеханика, гидрогеология) необходимо относиться внимательно. Это территория ГХК в контурах Канско-Ачинского угольного бассейна, Приенисейского горнопромышленного района. И соседние с ней районы Красноярского края (Сухобузимский, Березовский, Емельяновский) – часть угленосной (с проявлениями урана) провинции. А статус ЗАТО вряд ли предполагал проведение здесь ранее изысканий по части полезных ископаемых. Возможно, по этой причине зафиксировано мнение в протоколе ГКЗ (Протокол..., 2016), что на участке «Енисейский» оные отсутствуют.

Месторождения угля с водой – весомое основание для отказа от площадки ПГЗРО, а не только от блока! В протоколе ГКЗ (Протокол..., 2016) информация о углях не замечена. Необходимо, видимо, ревизия представленных на экспертизу геологических данных.

Гнейсы как таковые, глобальной (плита-платформа) и локальной (древние гнейсы и относительно молодая интрузия гранитов вблизи мощных еще более молодых юрских осадков) переходных зон, находящиеся предположительно в контакте с зоной восходящей разгрузки глубинных напорных вод, ограниченные в размерах, назначенные без должного для национального

ПГЗРО выбора, без детальной разведки, без возможности профессиональной и объективной оценки безопасности, с выявленными негативными инженерно-геологическими характеристиками, уже нагруженные стратегическими объектами, в контуре угольного бассейна/провинции месторождений полезных ископаемых, в центре страны (при сложной схеме транспортировки РАО разных поставщиков), вблизи крупной реки и города-миллионника Красноярска, не соответствующие по ряду критериев требованиям законодательства и технических норм, международным подходам! А есть ли вообще подобное в мировой практике выбора площадок для крупных захоронений РАО наивысшей опасности? Автор настоящих тезисов не знает таких примеров. Участок «Енисейский» уникален своим несоответствием мировому научно-техническому и социально-гуманитарному опыту.

Полезно выйти из повторяющейся (вспомним отторгнутые планы могильника при ПО «Маяк») ситуации сложной тесноты, отказаться от идеи захоронения РАО «под одной крышей» с ГХК, найти для федерального (!) ПГЗРО другую территорию/площадку (без явной негативной уникальности) – разгрузить промышленную территорию Железногорска («фундамент»). При этом очевидна достойная задача геологов, поскольку массив пород – основной барьер безопасности. Наиболее потенциально пригодные районы с готовой во многом инфраструктурой известны – Стрельцовское рудное поле в Забайкалье и Кольский полуостров. Переход на другую площадку может быть модернизацией планов ради сохранения главных смыслов идеи надежного ПГЗРО в России и главных подземных стратегических объектов ГХК и АО «Информационные спутниковые системы» имени академика М.Ф. Решетнёва». Тревога за эти объекты вполне обоснована. В июне 2021 г. Ростехнадзор приостановил действие лицензии на эксплуатацию одного из них. Модернизация планов необходима ради, разумеется, также безопасности, как минимум, Красноярского края и Енисея. В последние годы в биоте и осадках Енисея, например, резко выросло содержание плутония (Zotina T. et al, 2021).

Список литературы

В подземной лаборатории пройдет более 150 исследований // Город и горожане. Железногорск, 16 ноября 2017 (<http://www.gig26.ru/news/reklama/nid-11876.html>).

Гупало Т.А. и др. Разработка обобщенного плана проведения научно-исследовательских и проектно-изыскательских работ по созданию объекта подземной изоляции РАО на Нижнеканском массиве. Итоговый отчет (за период 01.05.2002–31.01.2005) по проекту МНТЦ 2377. Москва. 2005 (<https://www.osti.gov/servlets/purl/877906-STrTSU/>).

Копылов И.С., Чусов М.В. Результаты зимней геохимической съемки на Нижнеканском гранитоидном массиве для оценки геодинамической активности // Печеркинские чтения. Пермь. 2021. С. 135–144 (<http://www.psu.ru/files/docs/science/books/sborniki/GIGGB-2021.pdf>).

Лобанов Н.Ф. Создание подземной исследовательской лаборатории в Нижнеканском массиве скальных пород: выбор участка и современное состояние работ / ФГУП «НО РАО» (http://www.atomeco.org/mediafiles/u/files/Prezentation_31_10_2013/Lobanov.pdf).

Материалы обоснования лицензии (включая материалы оценки воздействия на окружающую среду) на осуществление деятельности в области использования атомной энергии «Эксплуатация пункта хранения ядерных материалов. Стационарное сооружение, предназначенное для хранения ядерных материалов – водоохлаждаемое хранилище облученных тепловыделяющих сборок ядерных реакторов типа ВВЭР-1000, содержащих отработавшее ядерное топливо» (<https://sibghk.ru/images/services/docpack/2021/05/001.pdf>).

Озерский А.Ю., Иванова Т.П. Фтор в подземных водах юрских отложений юго-востока Западно-Сибирского бассейна // Подземная гидросфера. Материалы XXIII Всероссийского совещания по подземным водам востока России. Иркутск. 2021. С. 521–526.

Протокол ГКЗ № 4523 от 03-02-2016 (<https://yadi.sk/i/Nbvvx8zrv58tlQ>).

Способы строительства ПГЗРО в разных странах: США (<https://www.atomic-energy.ru/news/2020/02/28/101784>), Китае (<https://www.atomic-energy.ru/news/2021/06/23/114932>; <https://bezrao.ru/n/4384>), Швеции (<https://bezrao.ru/n/3381>), Финляндии (<https://bezrao.ru/n/72>) и России (<http://bezrao.ru/n/1038>; <https://www.atomic-energy.ru/news/2017/01/11/65022>).

Zotina T., Melgunov M., Dementyev D. et al. A comparative study of biota and sediments as monitors of plutonium in the Yenisei River (Siberia, Russia) // Journal of Environmental Radioactivity. Volume 237, October 2021 (в печати).

ОСОБЕННОСТИ МИНЕРАЛООБРАЗУЮЩЕЙ СРЕДЫ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ ТОПАЗ-ЦИННВАЛЬДИТОВЫХ ГРАНИТОВ САЛМИНСКОГО БАТОЛИТА

Коньшев А.А.¹, Алферьева Я.О.², Щербаков В.Д.²

¹ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, icelopa@gmail.com

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

Введение. Редкометальные граниты появляются на заключительных этапах эволюции гранитных магматических систем. В процессе кристаллизационной дифференциации, в остаточном расплаве, повышаются содержания Li, Rb, F, а многие некогерентные элементы (Ta, Nb, REE) начинают образовывать собственную минерализацию. Многие из вопросов петрогенезиса этих пород, а также вопросы перераспределения микроэлементов при их образовании остаются недостаточно ясными. По сути, они образуются на границе перехода от магматической стадии к постмагматической.

Для изучения процессов транспорта рудного вещества при образовании редкометальных гранитов крайне интересны «природные эксперименты по закалке» – дайковые тела незначительной мощности. В подобных породах часто встречаются включения минералообразующих сред и продукты их постзахватного преобразования, проливающие свет на процессы, приводящие к образованию данных пород.

Геологический очерк. Рассматриваемые в данной работе дайки топаз-циннвальдитовых гранитов распространены в районе Уксинского купола гнейсо-гранитов (AR₂-PR₁) Питкярантского района (Южная Карелия). Они приурочены к завершающим этапам магматизма Салминского анортозит-рапакивигранитного комплекса и секут все более ранние магматические породы. Возраст Салминского батолита: 1547–1530 млн лет (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997). Породы, входящие в его состав представлены широким перечнем от габбро и анортозитов до сиенитов и гранитов.

В топаз-циннвальдитовых гранитах отмечается петрохимическая неоднородность в виде расслоенности: выделяются слои, обогащенные K или Na полевыми шпатами; слои, обогащенные или обедненные слюдой и т. п. (Граменицкий и др., 1998; Маракушев и др., 1991). Также расслоенность бывает обусловлена размером минеральных зерен: структура пород меняется от аплитовой до гигантозернистой. Зависимости между мощностью даек и размером минеральных индивидов нет. Гигантозернистая структура может появляться в телах мощностью от 3–4 см, а тела мощностью до 10–15 см – оставаться аплитовидными. Максимальные наблюдаемые мощности дайковых тел в изучаемом районе до 1 м, простирание и падение различны, но, в целом, они имеют северо-западное простирание и субвертикальное падение.

Методика. Рассматриваемые дайки выпиливались вкрест простирания при помощи алмазной дисковой пилы и впоследствии анализировались на макро- и микроэлементный состав методами XRF и ICP-MS. Изготавливались прозрачно-полированные шлифы и аншлифы. Выделялся топаз методом растворения породы во фтористоводородной кислоте для дальнейших исследований включений минералообразующих сред в нем. Дальнейшие исследования проводились при помощи оптической микроскопии и рентгеноспектрального микроанализа, также проведены предварительные эксперименты по прогреву включений с визуальным наблюдением и с закалкой без него.

Полученные результаты. Дайки редкометальных топаз-циннвальдитовых гранитов Питкярантского района по Ta-Nb специализации тяготеют к Ta объектам, схожим с породами таких месторождений как Орловское и Этыкинское, согласно (Бескин, 2014).

Все дайки имеют схожий набор породообразующих минералов: кварц, альбит, калиевый полевой шпат, топаз, циннвальдит. В связи с их различными текстурно-структурными особенностями

содержание основных минералов сильно варьирует. Например, встречаются тела, обедненные слюдой с содержанием Li менее 100 ppm, а в более крупных телах наблюдаются аплитовые полосы с большим цветным числом (за счет обогащения слюдой) с содержанием Li до 2500 ppm. Содержание F около 1 масс. % и выше. Содержание топаза в породах достигает 8–10 масс. % (определено при помощи взвешивания топаза после растворения породы в HF), в литературе упоминаются значения до 15 масс. % по (Граменицкий и др., 1998). Калиевый полевой шпат иногда имеет слабо-зеленоватый оттенок, т. е. скорее всего является «амазонитоподобным». Наиболее широко из аксессуарных минералов распространены флюорит и колумбит.

Во всех породах встречены включения минералообразующих сред схожие по типам и составам. В данной работе основной упор делался на породу, обогащенную Nb (198 ppm, обр. 260617-2). Данная дайка имеет мощность до 10 см и характеризуется меньшим проявлением постмагматических процессов по сравнению с остальными рассматриваемыми породами.

В топазе из исследуемой породы были обнаружены включения различных минералообразующих сред: газовой-жидкие, расплавные силикатные, алюмофторид-содержащие (криолит), включения постзахватного преобразования «силикатных жидкостей» (гелеподобные силикатные среды), а также включения флюорита с гелеподобными силикатными средами внутри. Некоторые из описанных включений минералообразующих сред встречаются также в кварце и полевых шпатах. Вероятно, обилие включений в топазе связано с его особенностью скорости роста, так как его кристаллы достигают 1.5–2 см, в то время как основная масса остается мелкозернистой. В центре захваченных включений «силикатных жидкостей» часто встречаются минералы, содержащие Nb, Ta, W, U, Th, REE, занимающие до 1/10 объема включения, но встречается также и тонкая вкрапленность (карбонаты Th и REE, колумбит, U-Nb силикаты).

В обр. 260617-2 обнаружено увеличение содержания Zr и Hf по сравнению с другими образцами циннвальдит-топазовых гранитов района (90 и 12 ppm, соответственно, а другие топаз-циннвальдитовые граниты, в среднем: 40 и 8 ppm соответственно). Диаграмма Nb – Zr для топаз-циннвальдитовых гранитов Питкярантского района показана на рис. 1. Циркон в породе представлен т.н. «гидроцирконом», часто образующим радиально-лучистые сростания в топазе, в котором находится вблизи с расплавными включениями. Т. е. данный циркон является первичнозахваченным на магматической стадии минералом.

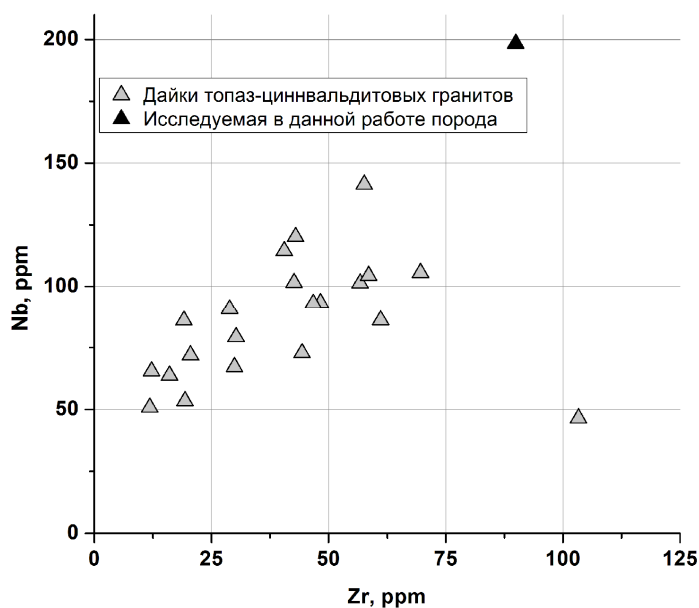


Рис. 1. Содержания Nb и Zr в дайках топаз-циннвальдитовых гранитов Питкярантского района. Черным треугольником обозначен образец 260617-2

Эксперименты по нагреву при атмосферном давлении (в муфеле) топаза из 260617-2 дали результат в виде достижения гомогенизации единичных силикатных расплавных включений при 580 °С. Эксперименты на термоячейке Linkam на каф. петрологии МГУ показали

резкое увеличение степени плавления расплавных включений в диапазоне 580–600 °С, но, к сожалению, полной гомогенизации с визуальным наблюдением пока достигнуть не удалось. Вероятно, это связано с преобладающим захватом уже образованных минеральных фаз вместе с расплавом.

Ранее, были проведены эксперименты с плавлением порошка породы для определения линии солидуса дайки схожего состава (обр. Sal4) в водонасыщенных и «сухих» условиях: 570 и 640 °С соответственно, при 1–2 кбар (Shapovalov et al., 2019).

Полученные температурные диапазоны существования редкометалльного силикатного расплава согласуются с данными по другим аналогичным объектам (Наумов и др., 1971).

Обсуждение полученных результатов. Температура насыщения силикатного расплава по Zr (Watson & Harrison, 1983) для обр. 260617-2 дает значение в 783 °С, а температура гомогенизации расплавных включений из топаза, по-видимому, находится в диапазоне 580–600 °С, что ниже, почти на 200 °С. Для 640 °С, максимально возможной температуры плавления порошка обр. Sal4 без добавления флюидной фазы, концентрация насыщения Zr по (Watson & Harrison, 1983) должна быть равна 16 ppm. Содержание Zr, Hf, Ta и Nb находящихся в топазе в виде включений циркона и колумбита, в целом, соответствуют содержанию этих элементов в породе (монофракция топаза анализировалась методом ICP-MS).

Такие высокие концентрации Zr в породе невозможно объяснить его накоплением в остаточном силикатном плюмазитовом расплаве, а также привнесом этого элемента на постмагматическом этапе. Циркон, как и колумбит присутствует в топазе совместно с расплавными силикатными включениями и другими включениями минералообразующих сред, например, продуктами постзахватного изменения «силикатных жидкостей». Увеличение концентраций Zr можно объяснить только лишь транспортировкой этого элемента в другой, отличной от плюмазитового силикатного расплава среде. Или транспортировкой в виде уже образовавшихся кристаллов.

Выводы. Образование дайковой серии топаз-циннвальдитовых гранитов происходило из гетерогенной, флюидонасыщенной среды, в которой сосуществовали силикатный расплав, эволюционирующий в сторону «силикатных жидкостей», флюид, фторидсодержащие расплавы (обнаружена криолитоподобная минеральная фаза).

Работа выполнена за счет НИР ИГ КарНЦ РАН. Также выражаем благодарность за возможность использования приборов, приобретенных благодаря программе развития МГУ.

Список литературы

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Ключарева С.М. Редкометалльные литий-фтористые граниты Уксинского массива и их место в формировании Салминского плутона. // Вестник Московского университета. 1998. Серия 4: Геология. № 1. С. 41–49.

Бескин С.М. Геология и индикаторная геохимия тантал-ниобиевых месторождений России // Научный мир, 2014. 112 с.

Маракушев А.А., Хазов Р.А., Шаповалов Ю.Б., Безмен Н.И., Павлов Г.М. Природа расслоенности литий-фтористых гранитов. // Доклады академии наук СССР. 1991. Т. 318. № 3. С. 695–699.

Наумов В.Б., Коваленко В.И., Кузьмин М.И., Владыкин Н.В., Иванова Г.Ф. Термометрическое исследование включений расплава в топазах из топазсодержащих кварцевых кератофилов (онгонитов) // Доклады академии наук СССР. 1971. Т. 199. № 3. С. 681–683.

Amelin Yu.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. Т. 127. № 4. Р. 353–368.

Neymark L.A., Amelin Yu.V., Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite-anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Mineral. Petrol. 1994. № 50. Р. 173–193.

Watson E.B., Harrison M.T. Zircon saturation revisited: temperature and composition effects in a variety of crustal magma types. // Earth and Planetary Science Letters, 1983, 64, pp. 295–304

Shapovalov Yu.B., Chevychelov V.Yu., Korzhinskaya V.S., Kotova N.P., Redkin A.F., Konyshov A.A. Physical and chemical parameters of processes producing rare-metal deposits in granitoid systems with fluorine: experimental data // Petrology. 2019. V. 27. № 6. Р. 567–584.

ВКЛЮЧЕНИЯ СУЛЬФИДНЫХ РАСПЛАВОВ В ЦИРКОНАХ ГРАНИТ-ПОРФИРОВ (САЛМИНСКИЙ БАТОЛИТ)

Конышев А.А.^{1,2}, Русак А.А.¹

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, icelora@gmail.com

² Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

В работе приводятся новые данные о расплавных сульфидных включениях в цирконе из дайки гранит-порфиров, ассоциирующих с Салминским батолитом. Определены: фазовые составы сульфидных включений в цирконе. На основе представленных данных обсуждаются формы нахождения халькофильных элементов в цирконе. Последнее – важно при интерпретации возможных причин высоких содержаний этих элементов в тяжелой фракции рыхлых отложений связанных с размывом магматических пород, содержащих подобный циркон.

Введение. Дайковые тела являются природными экспериментами по закалке. В результате их образования возможны обнаружения закаленных «эфмерных» минералообразующих сред, как правило, уничтожающихся при автотасоматозе в более крупных интрузивных телах.

Циркон обладает высокой твердостью, прочностью и относительной химической инертностью, отсутствуют фазовые переходы и спайность, что препятствует разгерметизации включений при остывании магмы. Поэтому, циркон является хорошим контейнером для сохранения включений минералообразующих сред, захваченных при его образовании.

Геологический очерк. Изучаемый циркон выделен из дайкового тела гранит-порфиров, в юго-западной оконечности гнейсо-гранитного купола Люпикко. По изотопному U-Pb возрасту циркона 1541 ± 9 млн лет (Konyshev et al., 2020) образование пород укладывается в интервал формирования Салминского батолита 1549–1537 млн (Neymark et al., 1994; Amelin et al., 1997). Салминский батолит относится к анортозит-рапакивигранитсодержащим комплексам пород (Ларин, 2011) (далее – АРГК).

Связанные с Салминским батолитом кислые эффузивные породы не известны, вероятно, из-за более глубокого эрозионного среза по сравнению с Выборгским батолитом, с которым подобные образования ассоциируют (Беляев, 2013; Ehrlich et al., 2012). Тем не менее, в районе развиты приозёрская и салминская свиты, по данным (Kuptsova et al., 2011) являющиеся продуктом перемыва пород, доминирующим источником вещества для которых выступали породы ассоциирующие с Салминским батолитом.

Методика. Циркон выделен из породы путем растворения во фтористоводородной кислоте (хч, 45 %) без дополнительного нагрева. Порода перед растворением пилилась алмазной дисковой пилой на пластины толщиной 5 мм для удаления ксенолитов (более ранние выборгиты, биотитовые граниты, гнейсо-граниты, амфиболиты, скарнированные мраморы) (Konyshev et al., 2020). Таким образом, в растворение шла только основная масса гранит-порфиров. Это необходимо для уменьшения заражения цирконами образовавшимися в других условиях.

Зерна циркона монтировались на двусторонний скотч и заливались эпоксидной смолой. Полученные шашки из эпоксидной смолы полировались до уровня вскрытия необходимого включения. К сожалению, сульфидные минералы мягки и хрупки в сравнении с минералом-хозяйном и плохо поддаются полировке, часто откалываются фрагменты.

В дальнейшем, выведенные на поверхность включения минералообразующих сред исследовались методами рентгеноспектрального микроанализа в ГЕОХИ РАН на электронном микроскопе Tescan Mira3 с энергодисперсионным спектрометром X-MAX. Всего подобным образом было исследовано 32 зерна циркона с 39 расплавными сульфидными включениями.

Полученные результаты. Сульфидные включения, как правило, представлены двумя минералами – пирротином и халькопиритом. Пирротин представляет из себя продукт распада твердого раствора на две фазы: с избытком серы (в сторону грейгита) и уменьшением (в сторону

троилита). Во включениях гетерогенного захвата силикатного и сульфидного расплава между продуктами распада пирротина и силикатной частью всегда присутствует халькопирит.

Единичные включения представлены агрегатом распада твердого раствора сфалерита и халькопирита, с примесью Cd в сфалерите до 0.45 мас. % (проведено 9 точечных анализов, определенное значение концентрации элемента стабильно больше 5σ). Среди второстепенных сульфидных фаз в сульфидных расплавных включениях, отмечается арсенопирит и молибденит. В арсенопирите присутствует незначительная примесь Ni и Co до 1.2 и 6 мас. % соответственно. Также отмечено присутствие минералов Te, Ag, Bi, Pb, но из-за незначительных размеров выделений идентифицировать их не представляется возможным.

Размеры захваченных капель сульфидного расплава варьируют в широких значениях, от первых мкм до 100 мкм по наибольшей длине.

Обсуждение полученных результатов. Расслоенность включений гетерогенного захвата может быть объяснена захватом материала в жидком состоянии, удельный вес пирротина ($4.6\text{--}4.7\text{ г/см}^3$) выше такого у халькопирита ($4.1\text{--}4.3\text{ г/см}^3$), в то время как удельный вес силикатной части должен быть менее 3 г/см^3 . По мере кристаллизации пирротина остаточный сульфидный расплав будет обогащаться Cu (Schlegel and Schüller, 1952) и вместе с кристаллизующимся пирротинном находится на верхней поверхности сульфидной капли. Распад пирротина происходил уже в твердом состоянии (Grønvold F. and Stølen, 1992).

Наличие включений гетерогенного захвата свидетельствует об инъекции сульфидного расплава в количествах, превышающих его растворимость в силикатном расплаве (как правило, не более 0.1 мас. % S в восстановительной обстановке в виде сульфидной серы).

Не смотря на большую удельную плотность сульфидного расплава по сравнению с силикатным, при раскрытии трещины будет происходить его впрыск в область пониженного давления в связи с его меньшей вязкостью (Richardson, 1974; Dobson et al., 2000) по сравнению с силикатным (Scaillet et al., 1998).

В кислом расплаве капли сульфидного расплава вплоть до значений в 500 мкм в поперечнике не будут оседать под воздействием гравитационных сил из-за большой вязкости силикатного расплава и мигрировать вместе с ним (Tomkins and Mavrogenes, 2003). Таким образом, имеющиеся данные дают право предположить наличие сульфидного расплава не из-за его отделения в результате ликвации при эволюции силикатного расплава, а о его «впрыске» в открывающуюся трещину из некоего предполагаемого резервуара. В этом резервуаре сульфидный расплав, вероятно, появился в результате ликвационных процессов.

Циркон, судя по обилию включений сульфидных расплавов в нем, вероятно, обладает поверхностью с хорошей смачиваемостью сульфидными жидкостями.

Вероятно, также имел место «сульфидный анатексис», так как в цирконе присутствуют включения двух типов: относительно примитивного сульфидного расплава (пирротин-халькопирит) и расплава более высоких степеней дифференциации сульфидного вещества с Zn, Cu, Cd, – содержащей минерализацией. Учитывая, что между ними не обнаружено переходных разновидностей, последняя может быть образована при плавлении уже существовавшей до внедрения гранит-порфиров сульфидной минерализации. Подобные явления известны в природе и хорошо освещены в литературе, например, (Lawrence, 1962).

Высокодифференцированный сульфидный расплав, теоретически, мог появиться за счет ассимиляции некоторого количества скарнов со сфалеритом, находящихся на уровне современного эрозионного среза. Но ксенолиты скарнов с сульфидной минерализацией не несут следов ассимиляции, о чем ранее упоминалось в работах (Konyshev et. al., 2020; Беляев, 1985). Также следует отметить, что циркон является более ранним минералом, с иным составом силикатных РВ по сравнению с РВ в более позднем кварце (по TAS-диаграмме первые попадают в области фонотефритов-трахиандезитов, вторые трахитов-трахидацитов-трахириолитов и до низкощелочных риолитов) (Konyshev et. al., 2019). Все вышеупомянутое говорит в пользу предположения, что сульфидный расплав (как менее, так и более дифференцированный) поступил из

глубинных источников и не связан со скарнами с сульфидной минерализацией находящихся на уровне современного эрозионного среза.

В непосредственной близости от изучаемого района в донных осадках Ладожского озера были обнаружены превышения содержаний Cd над региональным геохимическим фоном: 0.66–2.77 ppm и 0.39, соответственно (Ivanter et al., 2016), причем Cd приурочен к труднорастворимому остатку, и авторы делают предположение о его связи с цирконом, без заключений о форме вхождения Cd в этот минерал. Изоморфное вхождение Cd в циркон в связи с его валентностью (+1, +2) и ионным радиусом (97 пм у Cd^{2+}), в значимых количествах, видится крайне маловероятным.

В предлагаемой работе показывается возможность присутствия Cd в цирконе, а также и других халькофильных элементов в виде захваченных включений сульфидного расплава.

Выводы. Установлена возможная форма вхождения халькофильных элементов в циркон – в виде захваченных сульфидных расплавных включений.

В области, из которой произошла инъекция материала в раскрывающуюся трещину, вероятно, имело место анатектическое плавление сфалерит-содержащей сульфидной минерализации.

Работа выполнена за счет НИР ГЕОХИ РАН и ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

Беляев А.М. Закономерности концентрации рудных элементов в гранитоидных формациях Карело-Кольского региона. Апатиты. 1985. С. 89–96.

Беляев А.М. Петрология вулканических пород фомации рапакиви (о. Гогланд) // Региональная геология и металлогения, No 55, 2013.

Ларин А.М. Граниты рапакиви и ассоциирующие породы. СПб.: Наука, 2011.

Amelin Yu.V., Larin A.M., and Tucker R.D. Chronology of multiphase emplacement of the Salmi rapakivi granite-anorthosite complex, Baltic Shield: implications for magmatic evolution // Contrib. Mineral. Petrol. 1997. V. 127. P. 353–368.

Dobson D.P., Crichton W.A., Vocadlo L., Jones A.P., Wang Y., Uchida T., Rivers M., Sutton S., and Brodholt J.P. In situ measurement of viscosity of liquids in the Fe-FeS system at high pressures and temperatures // American Mineralogist. 2000. V. 85. P. 1838–1842.

Ehrlich K., Ver. E., Kirs J., Soesoo A. Using a titanium-in-quartz geothermometer for crystallization temperature estimation of the Palaeoproterozoic Suursaari quartz porphyry // Estonian Journal of Earth Sciences. 2012. V. 61. № 4. P. 195–204.

Grønvold F. and Stølen S.J. Thermodynamics of iron sulfides II. Heat capacity and thermodynamic properties of FeS and of Fe_{0.875}S at temperatures from 298.15 K to 1000 K, of Fe_{0.98}S from 298.15 K to 800 K, and of Fe_{0.89}S from 298.15 K to about 650 K. Thermodynamics of formation // Chem. Thermodynamics. 1992. № 24. P. 913–936.

Ivanter E.V., Slukovskii Z.I., Dudakova D.S., Medvedev A.S., Svetov S.A. Evidence for the zircon origin of cadmium anomalies in bottom sediments from the littoral zone of the northern part of Lake Ladoga // Doklady Earth Sciences. 2016. V. 468. P. 607–610.

Konyshov A.A., Rusak A.A., Anosova M.O., Alekseev I.A. Proterozoic Quartz-porphyry associated with rapakivi granites (Salmi Batholith) // Magmatism of the Earth and related strategic metal deposits (Conference materials), St. Petersburg, Russia. 2019. P. 148–151.

Konyshov A.A., Anosova M.O., Rusak A.A., Alekseev I.A., Yakushev A.I., Shapovalov Y.B. Dikes of Quartz Porphyry and Their Role in the Formation of the Salmi Batholith (South Karelia) // Doklady Earth Sciences. 2020. V. 491. Part 1. P. 127–130.

Kuptsova A.V., Khudoley A.K., Davis W., Rainbird R.H., Kovach V.P., Zagornaya N.Y. Age and provenances of sandstones from the Riphean Priozersk and Salmi formations in the eastern Pasha-Ladoga basin (southern margin of the Baltic Shield) // Stratigraphy and Geological Correlation. 2011. V. 19. № 2. P. 125–140.

Lawrence L.J. Sulphide neomagmas and highly metamorphosed sulphide deposits // Mineralium Deposita. 1967. № 2. P. 5–10.

Neymark L.A., Amelin Yu.V., and Larin A.M. Pb-Nd-Sr isotopic and geochemical constraints on the origin of the 1.54–1.56 Ga Salmi rapakivi granite – Anorthosite batholith (Karelia, Russia) // Contrib. Mineral. Petrol. 1994. № 50. P. 173–193.

Richardson F.D. Physical chemistry of melts in metallurgy. V. 1: Cambridge, Academic Press, 1974. 156 p.

Scaillet B., Holtz F., and Pichavant M. Phase equilibrium constraints on the viscosity of silicic magmas: 1. Volcanic-plutonic comparison // Journal of Geophysical Research. 1998. V. 103. P. 257–266.

Schlegel H., Schüller A. Das Zustandsbild kupfer-eisen-schwefel // Zeitschrift für Metallkunde. 1952. № 43. P. 421–428 (in german).

Tomkins A.G., Mavrogenes J.A. Generation of metal-rich felsic magmas during crustal anatexis // Geology. 2003. V. 31. P. 765–768.

СРАВНЕНИЕ ФИЗИКО-ХИМИЧЕСКОГО СВОЙСТВА И ИЗОТОПНОГО СОСТАВА ВОДЫ НЕКОТОРЫХ ОЗЕР И РЕК ТАДЖИКИСТАНА

Курбонов Н.Б.^{1,2}, Кобули З.В.¹, Шаймурадов Ф.И.¹, Фрумин Г.Т.³, Рахимов И.М.¹

¹ Институт водных проблем, гидроэнергетики и экологии НАН Таджикистана, Душанбе,
knotvarb.0502@gmail.com

² Таджикский национальный университет, Душанбе

³ Российский государственный гидрометеорологический университет, Санкт-Петербург

Введение. Республика Таджикистан богата водными ресурсами: реки, ледники, озера, минеральные и подземные воды. Их вклад в формирование внутренних речных бассейнов страны очень значительный. Наряду с другими водными ресурсами и объектами одним из гидрологических богатств страны являются высокогорные озера. В научно-исследовательских работах и других научных источниках отражена разная информация о количестве, объеме и площади озер Таджикистана. С другой стороны, эти данные указывают на то, что озера страны еще не были достаточно изучены. Следовательно, в данной работе представлены физико-химические свойства и изотопный состав некоторых высокогорных озер Таджикистана, полученные большим количеством авторов в ходе полевых и лабораторных работ.

По словам (Аброров, 2003), на территории Таджикистана расположены 1449 маленьких и крупных озер общей ~705 км². По данным Агентства по гидрометеорологии Республики Таджикистан (Ресурсы поверхностных вод СССР, 1976), в стране находятся 1449 озер с общей площадью 716 км², и они занимают около 0.5 % от общей территории Таджикистана.

Согласно отчету Европейской экономической комиссии по Таджикистану (Обзоры результативности экологической..., 2013), общая площадь озер страны составляет более 680 км², большинство которых находится в восточной части Памира. Из примерно 1000 озер 80 % находятся на высотах более 3000 м над уровнем моря. По данным проекта Всемирного банка (Улучшение гидрометеорологического обеспечения, 2009) в Таджикистане насчитывается более 1300 озер, из которых более 80 % расположены на высоте более 3000 метров над уровнем моря, и они имеют площадь менее чем 1 км². Авторы работы (Зеринг, Дибольд, 2009) по итогам научно-исследовательской экспедиции «От ледников до Аральского моря» рассчитали количество озер во всех странах бассейна Аральского моря (Казахстан имеет 48000 озер, Кыргызстан – 1923 озер, Туркменистан – около 80 искусственных дренажных озер и Узбекистан – около 500 озер). Они зарегистрировали примерно 1300 озер в Таджикистане.

Несмотря на различающуюся информацию об озерах Таджикистана в научно-исследовательских работах и других научных источниках, авторы этих работ сходятся во мнении, что большинство озер страны расположены на высоте от 3000 до 5000 метров над уровнем моря. Кроме того, большинство авторов указали, что озера на территории республики расположены неравномерно, и большое количество из них находится в высокогорных районах страны – Бадахшан (Памир) и Зерафшан. Также, в зависимости от местной орографии и сложного рельефа речных бассейнов Таджикистана, количество озер сильно различается в речных бассейнах страны. Например, в бассейне реки Вахша насчитывается 569 горных озер и в основном они расположены на высотах 2800–3500 м. Подобно этому, по данным (Курбонов, Фрумин, 2021), распределение количества озер по внутреннему речному бассейну природно-географической провинции Зерафшана следующее: в бассейне р. Магиян находятся 16 озер, в бассейне р. Киштут – 28, в бассейне р. Пасруд – 4 и в р. Искандердарьи – 12 озер.

Место исследований.

Сарез (38°15'Е 72°37'N). Самым глубоким озером Таджикистана является Сарезское озеро (глубина – около 500 м), расположенное на западе Памира (на высоте над уровнем моря – 3239 м). Сарез возникло в результате запруды реки Мургаб гигантским обвалом в 1911 г.

Уровень озера очень медленно продолжает повышаться, и в 1946 г. озеро имело длину 61 км, наибольшую глубину 503 м, площадь 80 км² и объем около 17 млрд м³.

Шадау (38°14'Е 72°35'N). Озеро Шадаукуль или Шадау является завальным озером на Памире. оно расположено на высоте 3239 метров над уровнем моря. Площадь зеркальной глади озера составляет 2.23 км², а площадь водосбора Шадау захватывает 80.5 км². В него впадают две реки – Шадау и Марджанай, обе менее 10 км в длину. Шадау гидрологически связано с соседним Сарезским озером.

Булункуль (37°43'Е 72°57'N). Озеро Булункуль хорошо известно в Таджикистане, т. к. в январе 1959 года в этом регионе была зафиксирована самая низкая температура (–63 °С) на территории страны. Согласно данным Агентства по гидрометеорологии Таджикистана в районе Булункуля температура воздуха достигает 18–20 °С летом и –25 – –30 °С зимой. Это озеро тектонического происхождения расположено в Памире на высоте 3737 метра над уровнем моря. Его общая площадь составляет 3.4 км², максимальная глубина достигает 2 м, прозрачность воды более 1 м.

Яшилкуль (37°45'Е 72°52'N). Озеро Булункуль соединено протоком с соседним озером Яшилкуль. Озеро Яшилкуль образовалось в результате обвала, перегородившего русло реки Аличур. Яшилкуль находится в Южном Памире, на высоте 3734 м, его площадь составляет 35.6 км², а глубина достигает 52 м. Из него вытекает река Гунт. По данным Агентства по гидрометеорологии Республики Таджикистан в 1978 года объем озера составлял 0.45 км³. Основное питание Яшилкуль – снеговое и ледниковое.

Материалы и методы. Пробы анализировались на лазерном изотопном анализаторе Picarro L2110-i. Изотопные данные выражены в относительных единицах:

$$\delta X = (R_{пр}/R_{ст} - 1) \cdot 1000\text{‰},$$

где R – атомные отношения изотопов водорода (²H/¹H) или кислорода (¹⁸O/¹⁶O) в пробе (пр) и стандарте (ст), X – изотоп. Величина δ показывает, насколько проба обеднена (δ < 0) или обогащена (δ > 0) тяжелым изотопом относительно стандарта (δ = 0). В качестве эталона используется стандарт средней океанической воды V-SMOW (Vienna Standard of the Mean Ocean Water), для которого по определению δ²H = 0‰ и δ¹⁸O = 0‰ (‰ – промилле, тысячная доля числа).

Результаты исследования. Во время проведения комплексной полевой экспедиции в августе 2019 года, организованной Научно-исследовательским центром экологии и окружающей среды Центральной Азии (г. Душанбе) Национальной академии наук Таджикистана были отобраны пробы вод из озер Сарез и Шадау. Также во время проведения полевых исследований в Мургабском районе в августе 2017 года были взяты грунтовые воды из районов озер Булункуль и Яшилкуль, а также проба минеральной воды с левого берега реки Аличур (Памир). Необходимо отметить, что результаты изотопного анализа озер Сарез и Шадау отражены в исследовании (Рахимов, Ахмадов и др., 2021). В целом, было отобрано четыре пробы вод из озер, две пробы грунтовых вод и одна проба минеральной воды для изотопного анализа состава. Результаты анализа стабильных изотопов воды вышеназванных озер приведены в табл. 1 и в виде графика на рис. 1.

Таблица 1. Результаты анализа стабильных изотопов δ¹⁸O и δ²H воды некоторых озер Таджикистана

№	Место отбора проб	Вид образца	δ ¹⁸ O, ‰	δ ² H, ‰	d-excess
1	Сарез, левый берег	озеро	–14.76	–109.4	8.68
2	Сарез, середина	озеро	–14.92	–109.6	9.76
3	Сарез, правый берег	озеро	–15.05	–110.8	9.6
4	Шадау	озеро	–16.08	–119.2	9.44
5	Булункуль	грунтовый	–13.55	–109.6	–1.2
6	Яшилкуль, левый берег	грунтовый	–19.34	–145.2	9.52
7	Минеральная вода*	минеральный	–13.22	–118.1	9.6

Примечание: Пробы минеральной воды взяты из скважины на левом берегу реки Аличур.

В ходе научно-исследовательской экспедиции в верховье бассейна реки Вахш в июле 2017 года было отобрано семь проб воды из верховных притоков реки Вахш для сравнения изотопного состава с водой озера Бадахшана (Памира) и определения их физико-химических свойств. Также, группа авторов (Курбонов, Фрумин и др., 2020) провела исследование по гидрохимии изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в водах зоны формирования бассейна реки Вахш и выявили, что реки Сурхоб и Обихингоу характеризуются талым ледниковым питанием. Одновременно, в той же работе (Курбонов, Фрумин и др., 2020) указано, что на верховье реки Вахш отсутствуют стационарные источники загрязнения и образование химического состава воды происходит за счет выщелачивания минеральных пород. Однако, в отличие от предыдущего исследования (Курбонов, Фрумин и др., 2020), в данной работе представлены результаты изотопных исследований некоторых притоков только одного составляющего реки Вахш – Сурхоб. Результаты анализа стабильных изотопов воды верховных артерий бассейна реки Вахш приведены в табл. 2 и в виде графика на рис. 2.

Таблица 2. Результаты анализа стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ водных артерий верховья бассейна реки Вахш

№	Место отбора проб	Вид образца	$\delta^{18}\text{O}$, ‰	$\delta^2\text{H}$, ‰	d-excess
1	Муксу, до слияния с Кызылсу	река	-16.73	-117.2	16.64
2	Правый приток Муксу*	река	-12.48	-83.3	16.54
3	Муксу слияние с Кизилсу	река	-16.7	-118.1	15.5
4	Кызылсу после слияния с Карамык	река	-13.48	-91.3	16.54
5	Река Карамык, устье	река	-12.89	-86.4	16.72
6	Тупчакская слияние с Кызылсу	река	-14.76	-98.6	19.48
7	Родник Домбрачи	грунтовый	-13.07	-89.7	14.86

Примечание: Правый приток Муксу после слияния с рекой Сугран.

Обсуждение результатов. В данном разделе рассмотрим и проанализируем результаты, приведенные в табл. 1, 2 и 3, которые также представлены в виде графиков (рис. 1 и 2) и гистограммы (рис. 3).

На рис. 1 приведены результаты изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ воды озер Сарез и Шадау, грунтовых вод (Булункуль, Яшилкуль) и минеральной воды (реки Аличур) в виде графика.

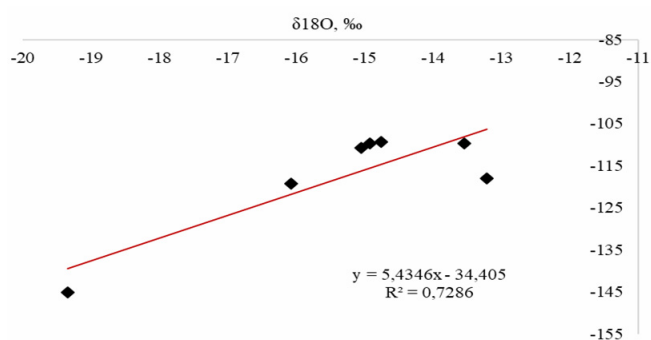


Рис. 1. График стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ вод некоторых озер Таджикистана

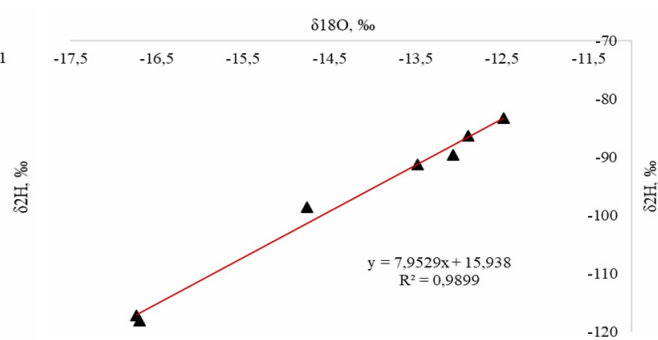


Рис. 2. График стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ водных артерий верховья реки Вахша

Как видно из графика исследуемые воды по изотопному составу отличаются и разделяются на четыре группы 1, 2, 3 и 4. В первую группу входят воды из озера Сарез, во второй группе вода из озера Шадау, в третьей группе грунтовые воды из окрестности озер Булункуль и Яшилкуль, в четвертой группе минеральная вода с левого берега реки Аличур. Анализ содержания стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ показал, что вода из озера Шадау легче, чем вода из озера Сарез. А также, анализы показывают, что грунтовые воды из района Булункуля, более тяжелые

чем грунтовые воды из берега Яшилкуля. Утяжеление стабильными изотопами в составе воды в озере Сарез происходит за счет испарения в речных водах, являющиеся основными источниками питания озера. В то же время, как данные табл. 1, так и график на рис. 1 показывают, что самые тяжелые изотопы $\delta^{18}\text{O}$ зафиксированы в минеральной воде реки Аличур, а самые легкие – в грунтовых водах озера Яшилкуль. Самые тяжелые изотопы $\delta^2\text{H}$ обнаружены в воде Сарезского озера, а самые легкие – в грунтовых водах озера Яшилкуль.

Для сравнительного анализа стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в воде озер и рек на рис. 2 приведены результаты вышеназванных изотопов в воды из водных артерий верховья реки Вахша.

Как видно из данных в табл. 1, 2 и на рис. 1 и 2, стабильные изотопы $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в воде реки намного тяжелее, чем в воде озера. Из рис. 2 также явно видно, что изотопы в воде реки Муксу намного легче, чем изотопы в водах других рек. Наиболее тяжелые изотопы зафиксированы в правом притоке реки Муксу, после слияния с рекой Сугран, а затем в устье реки Карамык (приток реки Кызылсу). Из показателей таб. 2 и графика рис. 2 можно сделать следующие выводы: изотопы в воде рек, в формировании которых значительную роль играют ледники, легче чем изотопы в воде рек, в образовании которых большой вклад имеют подземные воды.

Выводы.

В результате проделанной работы установлены следующие факты:

1. Выявлено, что за исключением двух проб воды – грунтовая вода из района озера Булункуль и минеральная вода левого берега реки Аличур, утяжеление стабильными изотопами в составе воды Сарезского озера происходит за счет испарения в речных водах, являющихся основными источниками питания озера
2. Рассмотрение результатов гидрохимии стабильных изотопов $\delta^{18}\text{O}$ и $\delta^2\text{H}$ в водах верховных водных артерий бассейна реки Вахш с плоскости состояния оледенения бассейнов рек, показало, что одной из составляющих реки Сурхоб – Муксу характеризуется талым ледниковым питанием.

Список литературы

- Абборов Х. Таджикистан – край уникальных озер. Душанбе, 2003. 197 с. (на тадж. яз.).
ГОСТ 2874-82 Вода питьевая. Гигиенические требования и контроль за качеством // URL: https://znaytovar.ru/gost/2/GOST_287482_Voda_pitevaya_Gigi.html
Зеринг Дж., Дибольд А. От ледников до Аральского моря – вода объединяет, 2012. 263 с.
Курбонов Н.Б., Митусов А.В., Кобулиев З.В., Фрумин Г.Т. Динамика изменения химического состава воды озера Искандеркуль и его притоков // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. Санкт-Петербург, 2020. С. 141–148.
Курбонов Н.Б., Фрумин Г.Т. Влияние изменения климата на условия формирования и химического состава водных ресурсов бассейна реки Зерафшан. LAP LAMBERT Academic Publishing, 2021. 145 с.
Курбонов Н.Б., Фрумин Г.Т., Норматов И.Ш., Кобулиев З.В., Муминов А.О., Одинаев К.Н. Гидрохимия изотопов водорода ($\delta^2\text{H}$) и кислорода ($\delta^{18}\text{O}$) поверхностных вод зоны формирования реки Вахш // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии. Материалы XXXI молодежной научной школы-конференции, посвященной памяти член-корреспондента АН СССР К.О. Кратца. Санкт-Петербург, 5–9 октября 2020. С. 135–140.
Обзоры результативности экологической деятельности. Таджикистан. Второй обзор. Вып. 33. // Европейская экономическая комиссия ООН, Нью-Йорк и Женева, 2013. 310 с.
Рахимов И.М., Ахмадов А.Ш., Эмомов К.Ф., Шаймурадов Ф.И., Амирзода М.Х. Изотопные исследование озер Сарез и Шадау // Водные ресурсы, энергетика и экология, 2021. Т. 1. № 2. С. 105–107.
Ресурсы поверхностных вод СССР. Каталог обследованных озер Казахстана и Средней Азии с оценкой их себестоимости. Т. 14. Таджикистан. Вып. 3. Керносов Г.А., Явкин С. Управление Гидрометеорологической службы Таджикской ССР. – Душанбе, 1976.
Улучшение гидрометеорологического обеспечения в Республике Таджикистан. Всемирный банк, 2009. 113 с.

МИНЕРАЛОГИЯ ГРУППЫ ГРАНАТА РОДОНИТОВЫХ ПОРОД УЧАЛИНСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Лебеденко А.В., Ветрова М.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, st068736@student.spbu.ru

Учалинский горно-обогатительный комбинат является крупнейшим предприятием в России по производству медного, цинкового и пиритного концентратов. На сегодняшний день на Учалинском месторождении ведутся работы лишь по доработке карьера, путем разработки его бортов и дна. Учалинское месторождение расположено в области северного замыкания Магнитогорского мегасинклиория, границами которого служат зоны Главного Уральско-го (на западе), Восточно-Уральского и Кацбахского (на востоке) разломов. Приурочено к палеовулкану, который образовался за счет системы эффузивно-экструзивных куполов (Серавкин и др., 1994).

Ранее подробного изучения минералов группы граната родонитовых пород не проводилось. Современные методы исследования вещества позволяют детализировать информацию о минералогии и генетической модели месторождения. Цель исследования минералогическое описание гранатов из двух минеральных ассоциаций родонитовых пород. Исследования были выполнены с использованием аналитических возможностей ресурсных центров СПбГУ «Микроскопии и микроанализа», «Рентгенодифракционные методы исследования» с помощью сканирующего электронного микроскопа Hitachi TM-3000 с приставками OXFORD, настольного дифрактометра Miniflex II с Co анодом, а также микроскопа Leica DM4500 P LED.

В южной части месторождения родонитовая минерализация представлена в пластовых телах мощностью до 0.7–1.2 м. Такое пластовое тело залегает около южного выклинивания рудной залежи. Данная родонитовая минерализация приурочена к контактовой зоне окварцованных игнимбритов и миндалекаменных базальтов. Другая ситуация в районе западного откаточного штрека. Здесь родонитовое тело локализовано в окварцованных и эпидотизированных туфобрекчиях риолитовых порфиритов западного бока рудной залежи (Пирожок и др., 2012).

Гранаты представлены изометричными трещиноватыми зернами размером до 0.1 см. В изученных образцах гранаты встречаются в двух цветовых разновидностях: бежевой и коричневой. Первая встречается в породах с эпидот-гранат-родонитовой ассоциацией. Эти породы представлены тонкозернистой массой с полосчатой текстурой и лепидобластовой структурой. Чередующиеся слои сложены смесью родонита и карбоната розового цвета, бежевого граната, в подчиненном количестве присутствует хлорит зеленоватого оттенка и почти черный гематит с металлическим блеском. Коричневые гранаты встречаются в ассоциации с гематитом или слагают мономинеральные прожилки. В проходящем свете гранаты бесцветны с высокой шагренью. Изученные образцы разбиты сетками поздних взаимопересекающихся прожилков карбоната белого цвета мощностью 0.1–0.3 см. В одном образце присутствует сетчатый прожилок аксинита бежево-желтого цвета.

По результатам макроскопического и минералого-петрографического описания образцов, были диагностированы родонит, родохрозит, гематит, минералы группы эпидота, минералы группы граната, минералы группы хлорита, минералы группы аксинита. Эти минералы были подтверждены рентгенофазовым анализом (рис. 1).

С помощью рентгеноспектрального электронно-зондового микроанализа были определены акцессорные минералы изучаемых пород, и химический состав минералов группы граната из разных минеральных ассоциаций (табл. 1).

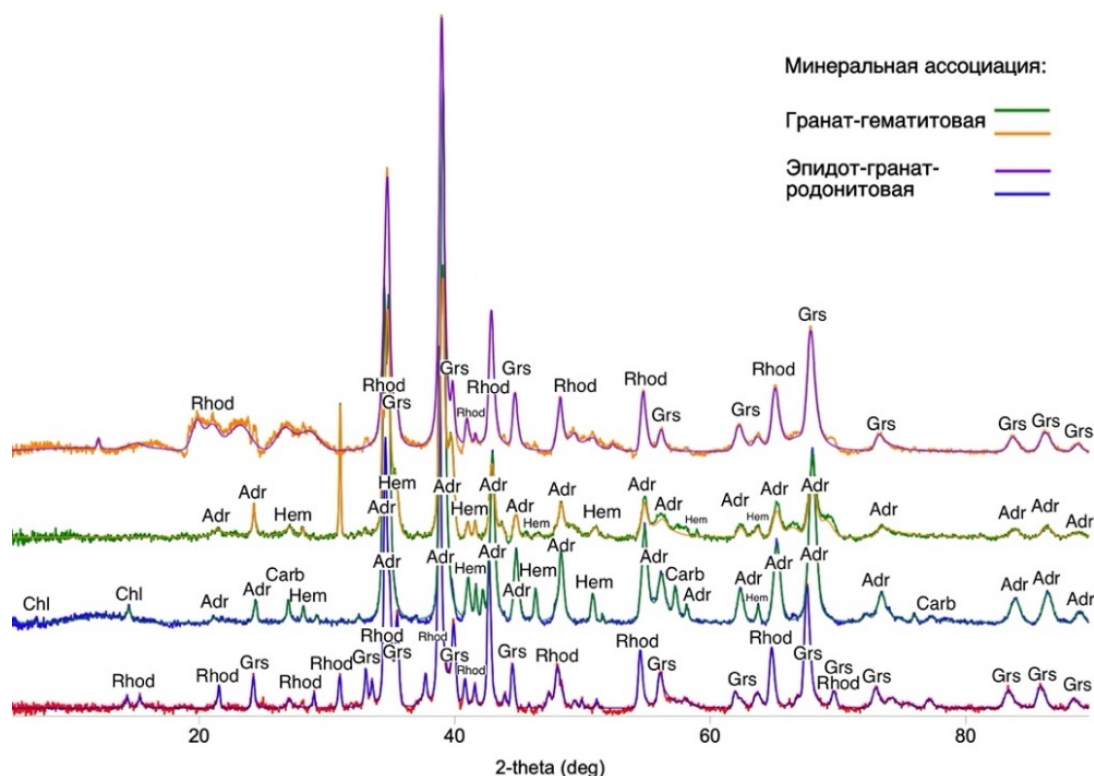


Рис. 1. Дифрактограммы образцов из разных ассоциаций (Adr – андрадит, Hem – гематит, Chl – хлорит, Carb – минералы группы карбоната, Grs – гроссуляр, Rhod – родонит)

Таблица 1. Химический состав и формульные коэффициенты минералов группы гранатов из разных ассоциаций

Компонент	Минеральная ассоциация							
	Эпидот-гранат-родонитовая				Гранат – гематитовая			
	Номер анализа							
	1 (n=3)	среднее	2 (n=3)	среднее	3 (n=3)	среднее	4 (n=4)	среднее
SiO ₂	38.16–38.72	38.37	37.56–38.17	37.86	36.85–37.89	37.34	36.37–38.01	37.11
Al ₂ O ₃	14.46–16.88	15.37	10.19–11.53	10.86	7.77–9.89	8.95	2.52–9.93	6.32
CaO	25.45–29.16	27.79	28.70–33.76	31.23	27.47–30.12	28.88	28.24–32.22	29.91
MnO _{общ}	9.46–13.77	10.97	5.00–8.66	6.83	7.93–10.83	8.97	5.61–7.84	6.86
FeO _{общ}	5.17–8.69	7.50	12.94–13.49	13.21	15.02–16.91	15.86	14.64–26.31	19.80
Сумма		100.00		100.00		100.00		100.00
Элемент	Коэффициенты в формуле, расчет произведен по катионам							
Si	3.01		3.00		3.00		3.00	
Al	1.42		1.01		0.85		0.60	
Fe ³⁺	0.49		0.88		1.06		1.34	
Mn ³⁺	0.07		0.11		0.09		0.06	
	1.98		2.00		2.00		2.00	
Ca	2.34		2.65		2.48		2.59	
Mn ²⁺	0.66		0.35		0.52		0.41	
	3.00		3.00		3.00		3.00	
O _{расч}	12.04		12.00		12.00		12.00	

Примечание: n- количество анализов.

Таким образом, минералы группы граната Учалинского месторождения образуют изоморфный гроссуляр-андрадитовый ряд. В образцах Mn-андрадит слагает тонкозернистые массы коричневого цвета в ассоциации с гематитом. Mn-гроссуляр имеет бежевую окраску и встречается с родонитом, минералами группы эпидота и минералами группы карбоната.

Автор выражает благодарность научному руководителю, Ветровой Марии Николаевне, за сбор научной литературы и помощь в работе, Перовой Е.Н. за предоставление образцов и консультацию по поводу работы. А также кафедре минералогии Санкт-Петербургского Государственного Университета за возможность проведения исследования.

Список литературы

Булах А.Г. Руководство и таблицы для расчета формул минералов. Москва: Недра, 1964. 132 с.

Булах А.Г., Золотарев А.А., Кривовичев В.Г. Структура, изоморфизм, формулы, классификация минералов. СПб.: Изд-во С.-Петербургского университета, 2014. 133 с.

Пирожок П.И., Перова Е.Н., Орлов М.П. К вопросу о марганцевой минерализации на Учалинском месторождении (Южный Урал) // Геология, полезные ископаемые и проблемы геоэкологии Башкортостана, Урала и сопредельных территорий. Уфа, 2012. № 9. С. 183–187.

Сервакин И.Б., Пирожок П.И., Скуратов В.Н., Хмелев А.П., Знаменский С.Е., Ковалевский Н.И., Пшеничный Г.Н., Самусенко А.К., Хамидуллина Ф.Г., Григорьев Ю.П., Калинин Е.П., Чадченко А.В. Минеральные ресурсы Учалинского горно-обогатительного комбината. Уфа, 1994. 328 с.

ПАРАГЕНЕЗИСЫ И ХИМИЧЕСКИЙ СОСТАВ АНТОФИЛЛИТА ИЗ МЕТАГАББРОНОРИТОВ БЕЛОМОРСКОЙ ПРОВИНЦИИ ФЕННОСКАНДИНАВСКОГО ШИТА

Лезжов А. М.^{1,2}, Азимов П. Я.¹

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, Arsenylez@gmail.com

² Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург

Антофиллит обычен для высокомагнезиальных (ультрамафических и мафических) горных пород, богатых оливином и ромбическим пироксеном, подвергшихся метаморфизму. В безглинозёмистой модельной системе $MgO-SiO_2-H_2O$ он устойчив в интервале температур от 550 до 800 °С при давлениях не выше 10–12 кбар, а также при высокой активности воды (Day et al., 1985). Однако состав природных антофиллитов отличается от идеализированной формулы: возможны изоморфные замещения $Mg^{2+} \leftrightarrow Fe^{2+}$ (ряд антофиллит-ферроантофиллит) и $Mg^{2+} + Si^{4+} \leftrightarrow [^6]Al^{3+} + [^4]Al^{3+}$ (ряд антофиллит-жедрит) (Hawthorne et al., 2012). Такие вариации химического состава важны, так как они могут менять границы поля стабильности антофиллита.

Ранее антофиллит был установлен в метаморфизованных высокомагнезиальных породах комплекса лерцолитов-габброноритов Беломорской провинции Фенноскандинавского щита (Салье и др., 1985), но его парагенезисы и условия образования изучены не были. По пиковым метаморфическим парагенезисам (Kretz, 1983) $Hbl + Ath + Opx + Grt + Vt$ в породах данного комплекса оценены давления более 16 кбар при температурах ~700–800 °С (Азимов и др., 2019). Чтобы объяснить существование антофиллита при таких высоких давлениях, необходимо изучить особенности его химического состава и охарактеризовать минеральные парагенезисы, в которых он встречается.

Породы комплекса лерцолитов-габброноритов (Степанов, 1981) внедрились в архейские породы Беломорской провинции в восточной части Фенноскандинавского щита около 2.45–2.40 млрд лет назад (Stepanova and Stepanov, 2010). В дальнейшем в ходе Лапландско-Кольского орогенеза (1.95–1.87 млрд лет; Daly et al., 2006) все породы Беломорской провинции, включая комплекс лерцолитов-габброноритов, подверглись метаморфизму высоких ступеней и сильным деформациям (Бабарина и др., 2017). Эти деформации привели к сильной фрагментации тел комплекса, ныне обычно представляющих собой небольшие будины среди гнейсов.

Наши исследования показали, что антофиллит в Беломорской провинции формируется только в оливинсодержащих габброноритах, так что в дальнейшем мы будем рассматривать только их. Примером тел оливиновых габброноритов являются относительно крупный (1.5×2 км) Амбарнский массив (Степанов, 1981; Сыстра, 1991; Stepanova et al., 2021) и небольшой (0.3×0.5 км) массив Вуатваракка (Zakharov et al., 2019). Они расположены в центральной части Беломорской провинции на границе Чупинского и Хетоламбинского тектонических покровов (Миллер и Милькевич, 1995). В обоих телах есть участки с достаточно хорошей сохранностью магматических минералов и слабой метаморфической переработкой, участки, где магматические минералы сохраняются в незначительном количестве среди замещающих их метаморфических, и участки, полностью сложенные метаморфическими минералами. В габброноритах часто сохраняются магматическая расслоенность и кумулюсная структура. К кумулатным фазам относятся магматические пироксены (Opx_1 с $X_{Mg} = 70-90\%$, Са до 0.1 ф.к., Al до 0.1 ф.к. и Srx_1) и оливин (73 % Fo). Интеркумулюсные фазы представлены плагиоклазом. В небольших количествах встречается магматический биотит.

Метаморфические преобразования габброноритов происходят в несколько стадий. Вначале вокруг оливина в результате реакции с магматическим плагиоклазом ($P1_1$) образуются короны, сложенные удлинёнными зёрнами орто- и клинопироксена (Opx_{2a} с $X_{Mg} =$

73–77 %, Са до 0.01 ф.к., Al до 0.08 ф.к. и $\text{Cr}_{x_{2a}}$). Магматический плагиоклаз замещается новообразованным метаморфическим (Pl_2). Одновременно в плагиоклазе появляются субмикроскопические вросстки глинозёмистой шпинели Spl (рис. 1). Эта реакция может быть описана уравнением:

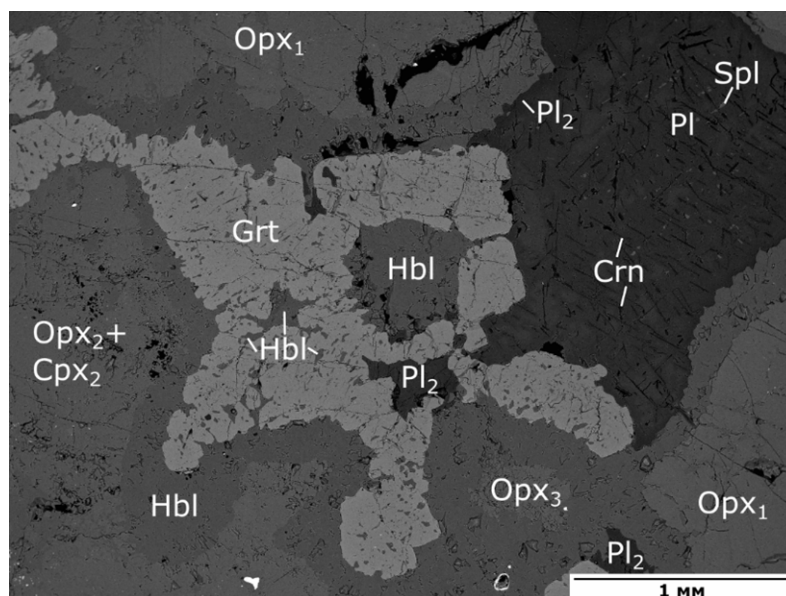


Рис. 1. Формирование гранатовых кайм по магматическому и раннему метаморфическому плагиоклазу (BSE изображение)

Одновременно магматические пироксены (Or_{x_1} и Cr_{x_1}) частично замещаются агрегатом из метаморфических пироксенов ($\text{Or}_{x_{26}}$ и $\text{Cr}_{x_{26}}$) только по краям зерен и по трещинам.

В ходе полного замещения оливина образуются псевдоморфозы из мелкозернистого агрегата ортопироксена (Or_{x_3} с $\text{XMg} = 71\text{--}77\%$, Са до 0.01 ф.к., Al до 0.09 ф.к.). Его последующая перекристаллизация, судя по нашим наблюдениям, приводит к формированию порфиробластических скелетных кристаллов (Or_{x_3}).

На следующей стадии преобразований на контакте плагиоклаза и агрегата из пироксенов (Or_{x_2} и Cr_{x_2}) формируются каймы граната (вплоть до полных псевдоморфоз по плагиоклазу), часто содержащие включения роговой обманки. Короны, сложенные Or_{x_2} и Cr_{x_2} , замещаются агрегатом роговой обманки и антофиллита. Дальнейшие преобразования приводят к полному замещению магматических и ранних метаморфических минералов пиковым парагенезисом $\text{Hbl} + \text{Ath} + \text{Or}_x \pm \text{Grt} \pm \text{Vt}$. Гранат может отсутствовать в породе. В ходе замещения крупные кристаллы кумулюсного ортопироксена (Or_{x_1}) наиболее устойчивы и замещаются не только позже всех магматических минералов, но и позже минералов, слагающих короны. Нередко реликтовый магматический ортопироксен присутствует в одной породе вместе с новообразованным метаморфическим. Антофиллит образуется при замещении различных ортопироксенов – и магматических, и метаморфических (рис. 2 и 3). Как правило, он присутствует в составе мелкозернистого Ath-Hbl агрегата, в котором роговая обманка преобладает, но иногда образует самостоятельные радиально-лучистые агрегаты.

На регрессивном этапе метаморфизма вокруг граната на контакте с роговой обманкой матрицы породы появляются каймы, сложенные плагиоклазом (Pl_3) в сростании с биотитом, реже с роговой обманкой – снова вплоть до полного замещения с образованием псевдоморфоз, на этот раз плагиоклаза по гранату. Появление биотита в составе кайм можно объяснить присутствием калия в роговой обманке. На этом этапе антофиллит остается устойчив и сосуществует с роговой обманкой, вместе с ней слагает гранобластовый агрегат, образующий основную ткань породы. Признаков регрессивного замещения антофиллита другими минералами нами не встречено.

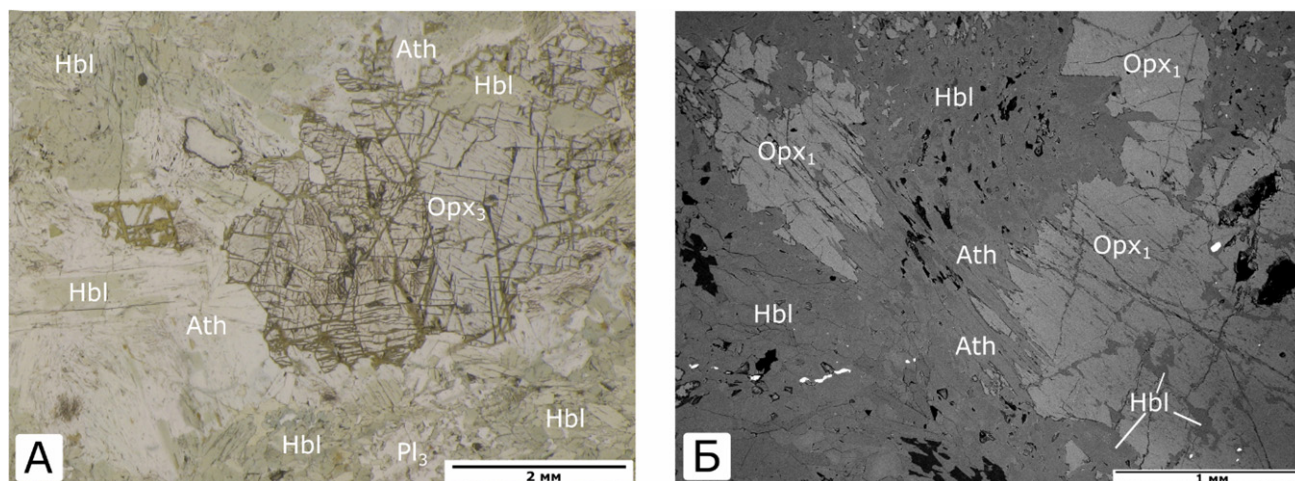


Рис. 2. Формирование Ath по Орх. А – по Орх₃ (микрофото в проходящем свете, без анализатора), Б – по Орх₁ (BSE изображение)

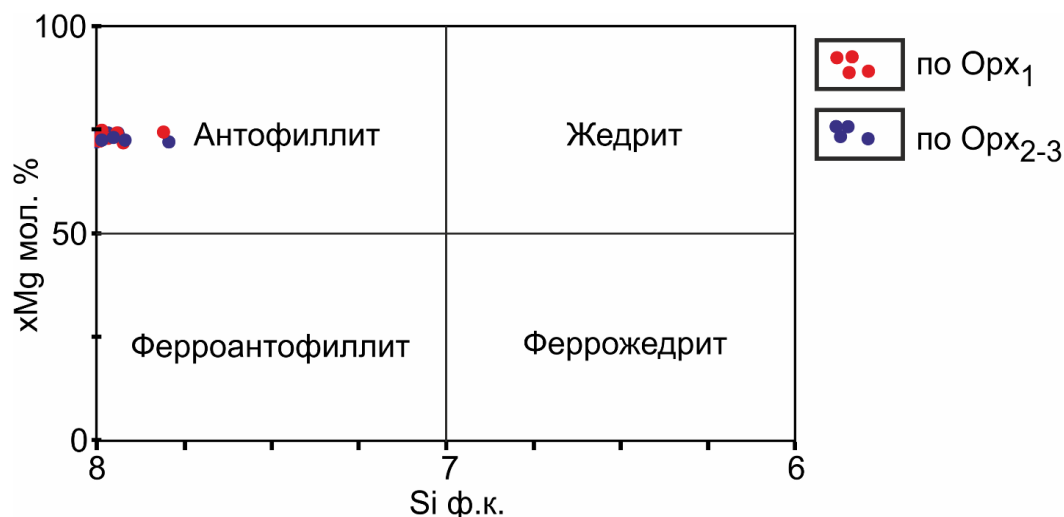


Рис. 3. Химический состав изученных антофиллитов из метагабброноритов Амбарнского и Вуатваракского массивов

Главными примесями в антофиллите (рис. 3) из метагабброноритов Амбарнского и Вуатваракского массивов являются Fe ($f = 25\text{--}29$ мол. %), Al (0.1–0.3 ф.к.), Ca (до 0.3 ф.к.). В незначительных количествах (менее 0.1 ф.к.) присутствуют Mn и Na. Химический состав антофиллита незначительно варьирует и не зависит от происхождения ортопироксенов, которые он замещает. Вероятно, присутствие этих примесей расширяет поле стабильности антофиллита, позволяя ему формироваться при давлениях выше 12 кбар. Антофиллит в метагабброноритах Беломорской провинции появляется на прогрессивной стадии их метаморфизма, сохраняется при пиковых условиях, и остается устойчивым и на регрессивном этапе метаморфизма.

Работа выполнена в рамках госзадания (НИР 0132-2019-0013).

Список литературы

Азимов П.Я., Бабарина И.И., Серебряков Н.С. Высокобарные минеральные парагенезисы в палеопротерозойских метагабброноритах массивов Вуатваракка и Йокиваракка (Чупинский парагнейсовый пояс, Беломорская провинция Фенноскандинавского щита) // Тез. докл. Всеросс. Конф., посв. 120-летию Д.С. Коржинского. Москва: ИГЕМ РАН, 2019. С. 10–14.

Бабарина И.И., Степанова А. В., Азимов П.Я., Серебряков Н.С. Неоднородность переработки фундамента в палеопротерозойском Лапландско-Кольском коллизионном орогене, Беломорская провинция, Фенноскандинавского щита // Геотектоника. 2017. № 5. С. 3–19.

Миллер Ю.В., Милькевич Р.И. Покровно-складчатая структура Беломорской зоны и ее соотношение с Карельской гранит-зеленокаменной областью // Геотектоника. 1995. № 6. С. 80–92.

Степанов В.С. Основной магматизм докембрия западного Беломорья. Л.: Наука, 1981. 216 с.

Сыстра Ю.Й. Тектоника Карельского региона. СПб.: Наука, 1991. 176 с.

Daly J.S., Balagansky V.V., Timmerman M.J., Whitehouse M.J. The Lapland-Kola orogen: Palaeoproterozoic collision and accretion of the northern Fennoscandian lithosphere // Geol. Soc. London Mem. 2006. V. 32. P. 561–578.

Day H.W., Chernovsky J.V., Kumin H.J. Equilibria in the system $MgO_2-SiO_2-H_2O$: a thermodynamic analysis // Amer. Mineral. 1985. V. 70. P. 237–248.

Hawthorne F.C., Oberti R., Harlow G.E., Maresch W.V., Martin R.F., Schumacher J.C., Welc M.D. Nomenclature of the amphibole supergroup // Amer. Mineral. 2012. V. 97. P. 2031–2048.

Kretz R. Symbols for Rock-forming minerals // Amer. Mineral. 1983. V. 68. P. 277–279.

Stepanova A., Stepanov V. Paleoproterozoic mafic dyke swarms of the Belomorian Province, eastern Fennoscandian Shield // Precamb. Res. 2010. V 183, P. 602–616.

Stepanova A. V., Azimov P., Samsonov A.V., Egorova S.V., Babarina I.I., Larionov A.N., Larionova Y.O., Kervinen A.V., Stepanov V.S. Paleoproterozoic ca. 2.2 Ga high-Cl metagabbro in the Belomorian province, Eastern Fennoscandian Shield: Origin and tectonic implications // Lithos. 2021. V 400–401. P. 1–18.

Zakharov D.O., Bindeman I.N., Serebryakov N.S., Prave A.R., Azimov P.Ya., Babarina I.I. Low $\delta^{18}O$ rocks in the Belomorian belt, NW Russia, and Scourie dikes, NW Scotland: A record of ancient meteoric water captured by the early Paleoproterozoic global mafic magmatism // Precamb. Res. 2019. V. 333. P. 1–15.

ПЕРСПЕКТИВНЫЙ ТИП ОБЪЕКТОВ НА ТИТАНО-МАГНЕТИТОВОЕ И СУЛЬФИДНОЕ МЕДНО-НИКЕЛЕВОЕ ОРУДЕНЕНИЕ НА ПРИМЕРЕ ДЮМТАЛЕЙСКОГО ИНТРУЗИВА (ЦЕНТРАЛЬНЫЙ ТАЙМЫР)

Лохов Д.К., Проскурнин В.Ф¹, Нагайцева Н.Н.

*Всероссийский научно-исследовательский геологический институт им. А.П.Карпинского, Санкт-Петербург,
dlkhv@yandex.ru*

Актуальность поиска и разведки новых платиноидно-медно-никелевых месторождений в настоящее время трудно переоценить. Особенно важным данный вопрос представляется в свете освоения и развития территорий севера Красноярского края, так как имеющиеся объекты (Норильск и Талнах) в значительной степени исчерпали свои запасы. В связи с существующей в настоящее время проблемой, особый интерес представляет выявление и изучение новых перспективных объектов. В качестве примера такого объекта может выступать Дюмталейский интрузив, расположенный на Центральном Таймыре.

Дюмталейский интрузив расположен в среднем течении р. Большая Таймыра, вблизи ее притоков (рек Дюмталей и Луктах), на пересечении Южно-Таймырского и Тарейско-Котуйского региональных разломов, среди вулканогенных и терригенно-угленосных образований поздней перми и раннего триаса. По данным бурения установлено, что интрузив простирается на 54 км, при ширине около 4 км и мощности 598.0–644.0 м. Возраст интрузива определяется как средне-позднетриасовый.

В 1990–1997 гг. ПО «Норильскгеология» были проведены поисковые работы по разработке сульфидных медно-никелевых руд на перспективных участках Центрального Таймыра (Дябакатаринском и Тальниковском) (Кокорин и др., 1997). В ходе данных работ и был впервые выявлен и изучен Дюмталейский дифференцированный массив умереннощелочных габброидов с оксидным титано-магнетитовым и сульфидным медно-никелевым оруденением. В 1996–98 гг. при проведении структурно-поискового бурения по южному обрамлению Таймырской складчатой области, Дюмталейский интрузив был прослежен на 54 км к югу скважинами ЛП-1 и ЛП-2 (Кокорин и др., 2002). Материалы буровых скважин использованы в настоящей работе.

В 2015 г., в процессе составления комплекта Государственной геологической карты масштаба 1 : 1 000 000 был впервые выделен Луктах-Дюмталейский потенциальный платино-никелево-меднорудный район, площадь которого составляет около 2000 км² (Государственная..., 2017). Суммарные ресурсы полезных ископаемых (P₂ + P₃) составляют: никель – 12077 тыс. тонн; медь – 16103 тыс. тонн; кобальт – 879 тыс. тонн; металлы платиновой группы – 2087 тонн; железо – 1176 млн тонн; диоксид титана (TiO₂) – 373 млн тонн. Приведенные цифры были получены при анализе и систематизации данных из имеющихся геологических материалов.

Ввиду наличия сульфидных медно-никелевых руд, а также рассеянной платиноидной минерализации Дюмталейский интрузив можно сопоставить с месторождениями Норильского промышленного района. Данное сходство подчеркивается и петрографическими характеристиками рудовмещающих пород. С другой стороны, медно-никелевые рудоносные интрузии дюмталейского (габбро-верлиты) и печенгского (верлиты) интрузивных комплексов сходны между собой не только по петрографическим данным и минералогическому составу, но и по вкрапленным пирротин-пентландит-халькопиритовым оруденением (Туганова, 2000)

Виды исследований, которые проводятся для изучения Дюмталейского интрузива, и сопоставления его с другими объектами включают в себя в первую очередь комплекс минералогическо-петрографических исследований; микрозондовый, рентгеноспектральный силикатный и микроэлементный (методом ICP-MS) анализы, производящиеся в Центральной лаборатории ФГБУ

«ВСЕГЕИ». Кроме того, активно производится изучение изотопно-геохимических характеристик рудовмещающих пород и руд, определение абсолютного возраста рудоносных пород U-Pb методом датирования по цирконам. Указанные виды анализов производятся Центром изотопных исследований ФГБУ «ВСЕГЕИ».

На карте гравитационного поля Таймыро-Североземельского региона Дюмталейский интрузив расположен на периферической части крупной кольцевой структуры, что дает повод предположить наличие других потенциальных объектов в центральной и южной частях Таймыра, которые также могут быть приурочены к данной кольцевой структуре.

Список литературы

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Серия Таймыро-Североземельская. Лист S-46 – р. Тарей. Объяснительная записка. СПб.: Картфабрика ВСЕГЕИ., 2017.

Кокорин Н.И., Морозов С.С., Лапковский А.В. и др. Отчет о результатах поисковых работ на сульфидные медно-никелевые руды на Дябакатаринском и Тальниковском перспективных участках Центрального Таймыра за 1990–1997 гг. Талнах, 1998. Фонды ГФИ, Инв. 395.

Кокорин Н.И., Третьяк В.И., Канунников В.А. и др. Информационный отчет: Структурно-поисковое бурение по южному обрамлению Таймырской складчатой области на Луктахской площади за 1996–1998 гг. Талнах, 2002. Фонды ГФИ, Инв.1060.

Туганова Е.В. Формационные типы, генезис и закономерности размещения сульфидных платиноидно-медно-никелевых месторождений. СПб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2000.

РАСПРОСТРАНЕНИЕ ОРГАНОСТЕННЫХ МИКРОФОССИЛИЙ В ВЕРХНЕДОКЕМБРИЙСКИХ ОТЛОЖЕНИЯХ МЕЗЕНСКОЙ СИНЕКЛИЗЫ

Лютиков А.В.

Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск, andrew-greener@yandex.ru

Введение. На территории Мезенской синеклизы работали А.Ф. Вейс, В.А. Рудавская (Лешуконский прогиб), В.Г. Оловянишников, В.Н. Сергеев, Н.Г. Воробьева, Е.Ю. Голубкова (Вычегодский прогиб), М.Б. Гниловская (Тиман). Верхнедокембрийские толщи долгое время характеризовались лишь бедными наборами наиболее простых акритарх и нитчатых микроостатков (Вендская система..., 1985, Микрофоссилии..., 1989). Лишь в девяностые годы XX века описание многочисленных представительных позднерифейских и поздневендских микробиот, позволило показать, что целый ряд местонахождений не уступает Уралу и Восточной Сибири по биостратиграфическому и палеоэкологическому потенциалу, а также значительной латеральной выдержанности (Вейс и др., 2006; Вейс, Воробьева, 2002; Гниловская и др., 2003; Голубкова и др., 2015).

Объектами изучения являются органостенные микрофоссилии – мумифицированные остатки микроорганизмов, сплюснутые до тончайших пленок, которые сохранились в бескислородной обстановке в зеленоватых и сероцветных горных породах – глинах, мергелях, аргиллитах и алевролитах докембрийского возраста.

Изучаемый регион слабо охарактеризован палеонтологически. Работа актуальна, потому что в данном регионе биостратиграфические и изотопно-геохронологические данные единичны. Благодаря проведенным исследованиям значительно расширяется палеонтологическая характеристика верхнедокембрийских отложений Мезенской синеклизы.

Цель работы заключается в изучении палеонтологического разнообразия, представленного комплексами микрофоссилий, путем проведения биостратиграфических исследований.

Геологический обзор. Мезенская синеклиза находится на северо-востоке Русской плиты. Площадь синеклизы 300 тыс. км². Докембрийский осадочный чехол Мезенской синеклизы сложен терригенно-карбонатными отложениями рифея и венда, перекрывающимися палеозойскими отложениями. Соответственно, осадочный чехол состоит из трех структурных этажей – рифейского, вендского и палеозойского, причем на долю двух первых приходится 75–80 % общего объема осадочного чехла (Гаврилов, Руднев, 1998).

Вычегодский прогиб – линейно вытянутая субпараллельная Тиману крупная депрессия, отделяющаяся от Мезенской синеклизы и Волго-Уральской антеклизы сменой интенсивных положительных аномалий гравитационного поля север-северо-восточного простирания полями полосового северо-западного простирания (Пармузин, Якобсон, ... 2016). Характерная особенность Вычегодского прогиба – это возрастание глубины фундамента до 5–6 км к северо-востоку за счет увеличения мощности чехла, главным образом рифейских и вендских отложений.

Осадочная последовательность верхнего докембрия Вычегодского прогиба сложена глинистыми отложениями пезской свиты, которые с размывом перекрывают отложения дорогорской свиты, сложенные преимущественно песчаным материалом. Песчаники дорогорской свиты вверх по разрезу переходят в карбонатно-глинистую оменскую свиту и нефтинскую, которая отличается от оменской повышенным содержанием карбонатов. Отложения оменской и нефтинской свит выделяются в сафоновскую серию. Ее перекрывает уфтыгская свита, сложенная песчаными красноцветными, обогащенными кварцем, породами (Жарков, 2005). На отложениях уфтыгской свиты с размывом залегает тамбуканская свита, которая перекрыта глинистой толщей усть-пинезской свиты. Завершается осадочная последовательность верхнего докембрия глинистой толщей красавинской свиты.

Мощность рифейского комплекса по материалам бурения, превышает 2 км, а последние сейсмические работы позволяют предполагать глубины фундамента около 12 км. В этом случае

мощность отложений рифейского комплекса достигает 10 км (Жарков, 2005). Рифейские толщи Мезенской синеклизы отделены от вышележащих отложений венда крупным перерывом в осадконакоплении. Отложения венда и палеозоя имеют общую мощность 2–2.5 км и с размывом залегают на рифейских толщах почти горизонтально (Гаврилов, Руднев, 1998).

Развитие рифейских отложений в Мезенской синеклизе имеет невыдержанный характер: впадины, выполненные мощной толщей пород, чередуются с выступами, на которых рифейские породы отсутствуют.

Вычегодский прогиб представляет собой вытянутую в северо-западном направлении При-тиманскую структуру, которая в морфологическом отношении оформилась лишь после завершения тектонических подвижек, создавших близкую к современной структуру Тимана, то есть в мезозое. По составу и происхождению заполняющих прогиб формации его не следует причислять к типу краевых (предгорных, передовых), так как в нем отсутствуют молассы – продукты разрушения Тимана. По поверхности архейско-карельского фундамента длина Вычегодского прогиба до его слияния с Предуральским составляет около 400 км, при ширине от 40 до 80 км. (Богацкий, Довжикова, 2008).

Материал и методика. Фактический материал получен из разреза глубокой параметрической скважины Сторожевская-1, пробуренной в Вычегодском прогибе Мезенской синеклизы. Скважина вскрыла непрерывный рифей-вендский терригенно-карбонатный разрез и остановилась на глубине 3742 м. Автором была изучена коллекция постоянных палинологических препаратов из этой скважины (122 шт), хранящаяся в лаборатории «литологии и биостратиграфии» ИГГД РАН (Санкт-Петербург). Препараты были изготовлены сотрудниками лаборатории в 2018 году и не были опубликованы ранее. Автором был проведен отбор и растворение 23 образцов керн из скважины Сторожевская-1 с целью получения дополнительного палеонтологического материала. Практическая часть работы, состоящая из 3 этапов:

1. растворение пород (мацерация) с целью извлечения органомацерата;
2. изготовление постоянных препаратов;
3. оптическое изучение коллекции препаратов.

Для микропалеонтологического анализа было выбрано 23 образца керн из разреза скв. Сторожевская-1 (инт. 3471–1321 м). При отборе образцов предпочтение отдавалось зеленоцветным и сероцветным породам с примесью глин, глинам, аргиллитам и алевролитам, т. к. именно в этих породах в бескислородной обстановке сохраняются органостенные микрофоссилии – мумифицированные остатки микроорганизмов, сплюснутые до тончайших пленок. Перед началом растворения все пробы тестировались на взаимодействие с соляной (HCl) кислотой. Породы, не обнаружившие первичной реакции с HCl, обрабатывались в концентрированной плавиковой (HF) кислоте с целью удаления силикат содержащих минералов. В этом случае освобождение осадка от фторидов осуществлялось на следующем этапе путем растворения в 10 % растворе HCl. Образцы с высокой долей карбонатной составляющей, минуя стадию взаимодействия с HF, сразу обрабатывались 10 % раствором HCl. Для удаления тонкодисперсной взвеси полученный осадок промывался дистиллированной водой и пропускался через сито с размером ячейки 10 мкм. Далее органомацерат изучался под бинокуляром. Крупные органические остатки отбирались пипеткой на предметное стекло и консервировались полиэстером Eukitt. Дальнейшее изучение проводилось под биологическим световым микроскопом.

В отличие от стандартной палинологической методики, применяемой в споро-пыльцевом анализе, для извлечения докембрийских микрофоссилий из породы использовалась щадящая методика, исключая стадию центрифугирования осадка. Эта методика позволяет извлекать крупные фрагменты микроорганизмов, не нарушая их целостности.

В ходе проведенных исследований коллекции препаратов были обнаружены разнообразные микрофоссилии средней и хорошей сохранности в интервале 3471–1321 м. Из 23 новых препаратов – 16 содержали микропалеонтологические остатки, а 7 оказались пустыми.

Палеонтологическая характеристика скважины Сторожевская-1. В образцах, отобранных из аргиллитов пезской свиты (интервал 3471–3300 м), автором была обнаружена богатая биота, состоящая из следующих микрофоссилий: *Leiosphaeridia minutissima*, *L. crassa*, *L. ternata*, *Stictosphaeridium*, *Symplassosphaeridium*, а так же акантаморфные акритархи *Gen. et. sp. indet.*, *L. tenuissima*, *L. jacutica*, *Pterospermopsimorpha*, *Ostiana*, *Siphonophycus*, *Politrichoides lineatus* и *Spumosina rubiginosa* (Ассоциация I).

Из дорогорской свиты (интервал 3300–2887 м) образцы не отбирались, так как она представлена преимущественно песчаниками, в которых акритархи не сохраняются.

В образцах сафоновской серии (интервал 2887–2577 м), представленной оменской и нефтинской свитами, обнаружены *Trachychystrichosphaera aimika* и *Chuaria circularis*, а так же транзитные таксоны (Ассоциация II). Исчезли *Stictosphaeridium* и *Symplassosphaeridium*. На глубине 2303 м и в интервале 2653–2657 м присутствует проблематика неясного происхождения (Оловянишников, 1998).

В образцах из уфтыгской свиты (интервал 2577–1759 м), обнаружены *Caudosphaera expansa*, *Obruchevella* и *Oscillatoriopsis* (Ассоциация III). Верхняя часть свиты не содержала микрофоссилий – образцы были пустыми. В интервалах 1900–2000 м и 2030–2070 м присутствуют ихнофоссилии (trace fossils), представленные *Nemiana*, *Planolites cf. Serpens* (Оловянишников, 1998).

В тамицкой и нижней части усть-пинежской свитах (1759–1500 м) микропалеонтологических остатков не было обнаружено.

Верхняя часть усть-пинежской свиты и вышележащая красавинская свита (интервал 1340–1272 м) котлинского горизонта в изучаемых образцах представлены обедненной ассоциацией с девонскими спорами (Ассоциация-IV).

В результате микропалеонтологического изучения верхнедокембрийских отложений скв. Сторожевская-1 получена таксономическая характеристика отложений рифея и венда Вычегодского прогиба.

Биостратиграфическое распространение микрофоссилий. На основании изученных препаратов, автором проведен анализ вертикального распределения микрофоссилий в отложениях рифея и верхнего венда Вычегодского прогиба скв. Сторожевская-1.

В отложениях среднего и верхнего рифея была выделена новая характерная форма, которая обозначена *Gen. et. sp. Indet.* Акритархи имеют тонкие одиночные выросты, иногда они выделяются пучками. Этот таксон был обнаружен недавно (Голубкова, Довжикова, 2011) и является «биостратиграфически перспективным», потому что имеет характерный, легко узнаваемый облик и, в случае обнаружения его в других местонахождениях, может привлекаться для биостратиграфических построений.

Остальные таксоны, такие как *Leiosphaeridia*, *Siphonophycus* и др. имеют широкое вертикальное распространение от рифея до венда, т. е. являются транзитными и не имеют биостратиграфической ценности (Вендская система..., 1985; Микрофоссилии..., 1989; Butterfield et al., 1994). Даже в данном районе они широко распространены во всех скважинах.

Акритархи *Trachychystrichosphaera* являются представителями верхнерифейской микробиоты (Микрофоссилии..., 1989; Butterfield et al., 1994). Они были встречены (Сергеев и др., 2010) в верхнерифейских отложениях лахандинской серии Учуро-Майского региона Сибири. Так же, в отложениях деревенской свиты Туруханского района, которые сопоставляются с нижней частью лахандинских отложений (Петров, Вейс, 1995), выделяется ассоциация с *Trachychystrichosphaera* и *Ostiana* (Петров, Вейс, 1995; Герман, 1990; Герман, Подковыров, 2002; Сергеев 2006). Спирально-закрученные цианобактерии *Obruchevella* так же обнаружены исследователями в лахандинской серии (Сергеев, 2010). В опорном разрезе скв. Кельтменская-1, которая находится юго-восточнее скв. Сторожевская-1, в интервале 2780–2910 м имеется богатая верхнерифейская биота включающая *Trachychystrichosphaera aimika*, а Rb-Sr возраст глауконита составляет 807+8 млн лет (Голубкова и др., 2015), что попадает во временной интервал верхнего рифея (1030–600 млн лет) (Стратиграфический кодекс..., 2019).

Заключение. Таким образом, в разрезе скважины Сторожевская-1 удалось выделить 4 ассоциации микрофоссилий, расположенные в возрастном интервале от среднего рифея до верхнего венда, которые обнаруживают изменения систематического состава. По вертикальному распределению ассоциаций микрофоссилий в разрезе выявлены стратиграфически значимые ассоциации: среднерифейская – в пезской свите (с *Gen.et.sp.indet*), верхнерифейская – в сафоновской серии (с *Trachychystrichosphaera aimika*) и уфтыгской свите (с *Obruchevella*).

Составлен палеонтологический атлас обнаруженных микрофоссилий.

Изучение обильно представленных в докембрийских отложениях Мезенской синеклизы микрофоссилий (акритархи, нитчатые и др.) может способствовать решению биостратиграфических задач и использоваться для расчленения, корреляции и обоснования возраста потенциально нефтегазоносных отложений Мезенской синеклизы.

Список литературы

Богацкий В.И., Довжикова Е.Г. Строение Вычегодского прогиба, уточненное по результатам бурения параметрической скважины 1-Кельтменская // Геология и нефтегазоносность Тимано-Печорского бассейна. Сб. Научных трудов. Ухта, 2008. С. 67–76.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г. Микрофоссилии сибирского гипостратотипа рифея (омахтинская, кандыкская и устькирбинская микробиоты) // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2002. Т. 10, № 1. С. 27–54.

Вейс А.Ф., Воробьева Н.Г., Голубкова Е.Ю. Первые находки нижневендских микрофоссилий на Русской плите: таксономический состав и биостратиграфическое значение // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2006. Т. 14, № 4. С. 11–39.

Гаврилов В.П., Руднев А.Н. Статья «Перспективы Нефтегазоносности Мезенской синеклизы» // журнал «Геология Нефти и газа», № 5, 1998 г. <http://www.geolib.ru/OilGasGeo/1998/05/Stat/stat02.html>.

Герман Т.Н. Органический мир миллиард лет назад. Л.: Наука, 1990. 52 с.

Герман Т.Н., Подковыров В.Н. О находках рифейских диморфных организмов // Палеонтологический журнал, 2002, № 3. С. 3–10.

Гниловская М.Б., Вейс А.Ф., Беккер Ю.Р., Оловянишников В.Г., Раабен М.Е. Доэдиакарская фауна Тимана (аннелидоморфы верхнего рифея) // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2000. Т. 8. С. 11–39.

Голубкова Е.Ю., Зайцева Т.С., Кузнецов А.Б., Довжикова Е.Г., Маслов А.В. «Микрофоссилии и Rb-Sr-возраст глауконитов в опорном разрезе верхнего протерозоя северо-востока русской плиты (скв. Кельтменская-1), Доклады Академии Наук, 2015. Т. 462, № 4. С. 444–448.

Жарков А.М. «Строение и перспективы нефтегазоносности Мезенской синеклизы», Международная научно-практическая конференция, 2005.

Оловянишников В.Г. Верхний докембрий Тимана и полуострова Канин: УрО РАН, 1998. С. 21–25.

Пармузин Н.М., Якобсон К.Э., Вовшина А.Ю., Воинова О.А., Семенова Л.Р., Мазуркевич К.Н., Горбацевич Н.Р., Шаметко В.Г., Никонова А.С., Петров Б.В., Евдокимова И.О., Косовая О.Л., Котляр Г.В., Гаврилова В.А., Вукс В.Я., Алексеев М.А. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1 : 1 000 000 (третье поколение). Мезенская серия – лист Р-39 (Сыктывкар). Объяснительная записка, Спб.: Изд-во Спб. картофабрики ВСЕГЕИ, 2016, 478 с

Петров П.Ю., Вейс А.Ф. Статья «Фациально-экологическая структура деревнинской микробиоты: верхний рифей Туруханского поднятия Сибири» // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 1995. Т. 3, № 5. С. 18–51.

Сергеев В.Н. Окремненные микрофоссилии докембрия: природа, классификация и биостратиграфическое значение. М.: Геос., 2006. 280 с.

Сергеев В.Н., Семихатов М.А., Федонкин М.А., Воробьева Н.Г. Статья «Основные этапы развития докембрийского органического мира: сообщение 2. Поздний протерозой.» // Стратиграфия. Геологическая корреляция, 2010. Т. 18, № 6. С. 3–34.

Вендская система. Историко-геологическое и палеонтологическое обоснование. Т. 1, Т. 2. Палеонтология. М.: Наука, 1985.

Микрофоссилии докембрия СССР. Ред. Янкаускас Т.В. Л.: Наука. 1989. 190 с.

Стратиграфический кодекс России. Издание третье, исправленное и дополненное, Спб.: Издательство ВСЕГЕИ, 2019. 96 с.

Butterfield N.J., Knoll A.H., Sweet K. Paleobiology of the Neoproterozoic Svanbergfjellet Formation, Spitsbergen // Fossils and strata, 1994. № 34. 84 p.

ИССЛЕДОВАНИЕ ТЕКТОНИКИ ХИБИНСКОГО МАССИВА НА МИКРОУРОВНЕ НА ПРИМЕРЕ МЕСТОРОЖДЕНИЙ ОЛЕНИЙ РУЧЕЙ И РАСВУМЧОРР

Маркович Д.И.¹, Жиров Д.В.²

¹ Аспирант второго года обучения ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, Dima153555@yandex.ru

² Геологический институт ФИЦ КНЦ РАН, Апатиты, zhirov@geoksc.apatity.ru

Актуальность выбранной тематики исследований связана со значительным влиянием тектоники, а также сопутствующих ей минерально-химического преобразования пород. Ее значение выражено в ряде основных положений.

- 1) влияние на запасы и качество руд за счёт изменения минерального состава руды, и как следствие ухудшения ее технологических свойств;
- 2) исследование тектоники и связанных с ней процессов – ключ к пониманию гидротермальных и экзогенных процессов изменения минерального состава, структуры и геотехнических свойств пород и руд.

Научная новизна исследований связана с вопросами постмагматической эволюции Хибинского массива, а также с различными этапами разрывной тектоники, гидротермального и гипергенного минералообразования в разломных зонах массива.

Большая часть научных работ по данной тематике приходится на период: 60–80-х годов XX века (Дорфман, 1962; Онохин, 1975; Афанасьев, 1980; Дудкин, 2002 и др.). Большинство из вышеперечисленных исследователей относят формирование разломов и связанных с ними процессов минералообразования к неотектоническому этапу развития Хибинского массива. Однако современные исследования существенно расширяют временные границы формирования и преобразования разломных зон, а также дополняют перечень сопутствующих процессов.

Объектами исследований были выбраны массивы пород лежащего крыла месторождения Плато Расвумчорр (восточная часть южного борта карьера рудника «Центральный»), а также лежащего и висячего крыльев месторождения Олений Ручей (рис. 1).

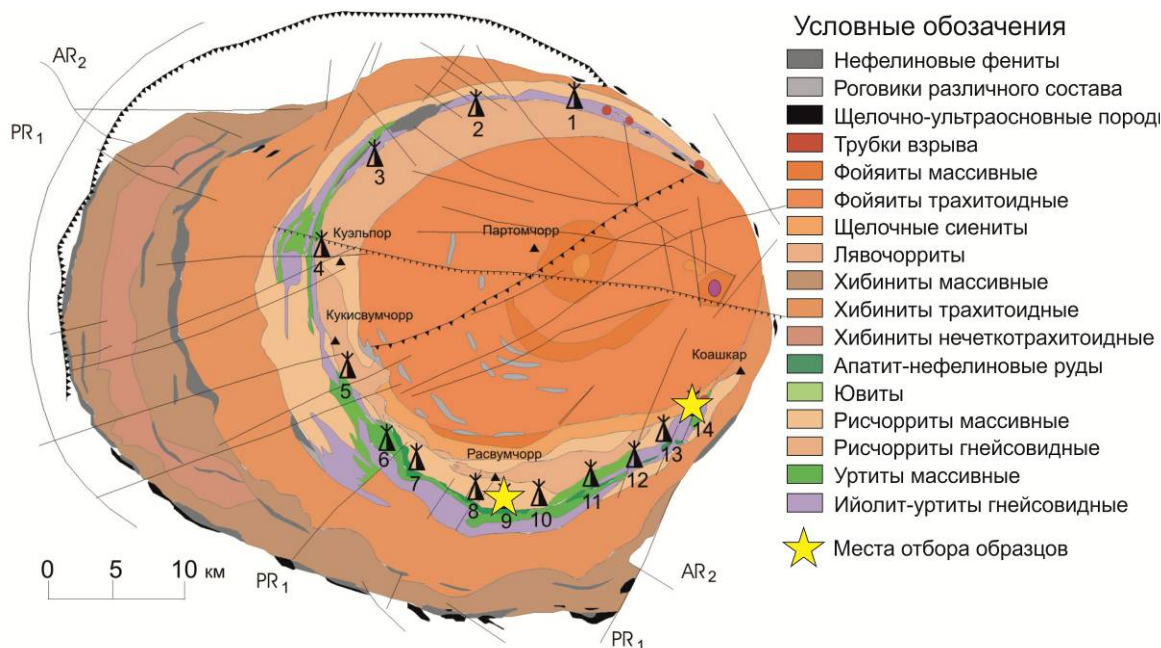


Рис. 1. Объекты исследования на геологической карте Хибинского массива: № 9 – Плато Расвумчорр, № 14 – Олений Ручей, по (Мультимедийный ..., 2001)

В основе наших исследований лежит представление о том, что любые магматические и метаморфические процессы, а также тектонические деформации определенным образом отражаются в структуре горной породы, в том числе на ориентировке слагающих ее минералов. Поэтому основными методами исследований были: микроструктурный анализ ориентированных шлифов при помощи поляризационного микроскопа и федоровского столика, а также статистическая обработка полученных замеров.

Микроструктурным анализом называют изучение ориентированных структур в горных породах. Ориентированные структуры характеризуются тем, что некоторые элементы слагающих породу минералов, будь то спайность, удлинение, оптические оси – статистически имеют некоторое закономерное положение, то есть лежат параллельно одной или нескольким плоскостям и уложены в определенном направлении. Возникновение данных структур может быть обусловлено рядом причин: деформациями горных пород под воздействием тектонических сил, закономерностями роста, а также магматическими и метасоматическими процессами.

Подобные структуры возникают под воздействием тектонических сил. Тектоника влияет на ориентировку минералов в горных породах при их деформации и относительном смещении/движении. В результате в породах происходят дифференцированные движения отдельных зерен по отношению друг к другу, или деформации самих зерен по плоскостям скольжения или двойникования, то есть по определенным плоскостям кристаллографической решетки. Общая деформация горной породы является суммарным результатом таких движений. В апатито-нефелиновых рудах подобного рода структуры весьма широко распространены. Также определенные директивные структуры могут быть обусловлены магматическими процессами на этапе становления или в результате перекристаллизации в ходе метаморфизма или метасоматоза.

Целью исследований ставилось изучение взаимосвязи микро- мезо- и макроструктур между собой и в связи с «окислением» пород, а также проявление и относительное соотношение сопутствующих процессов. Подготовленные шлифы предоставили возможность реконструировать несколько фаз гидротермальной минерализации и этапов тектогенеза, отобразившихся в мезо- микротрещиноватости. В шлифах выявлены многочисленные индикаторы проявления разрывной тектоники и стресс состояний в виде:

- 1 Деформаций минералов (полосы деформаций в эгирине).
- 2 Локальных разрывных структур типа кливажа внутри минеральных зерен.
- 3 Разрушений кристаллов и породы в целом в виде трещин и жил с различным минеральным выполнением (преимущественно натролита различных генераций);
- 4 Изменений вещественно-минерального состава внутри и вдоль структурных неоднородностей: шпреуштейнизации, выщелачивания, замещения и химического разрушения минералов.

В некоторых шлифах отмечается наличие в пороодообразующих минералах, преимущественно в эгирине, трещин тектонического смятия (рис. 2), что является индикатором стресс тектоники. В большинстве шлифов, особенно в группе значительно измененных уртитов, можно наблюдать значительную раздробленность основных пороодообразующих минералов.

Важно отметить, что тектоническая активность сопровождалась процессами выщелачивания, так как сформированные жилы и трещины являются системой циркуляции гидротерм, которые и дают начало процессам выщелачивания. То есть тектоника является неотъемлемой частью процесса выщелачивания.

В эгирин-лампрофиллитовой жиле зафиксирован след вращения, который выражен в теневой “ σ ” (сигма образной) структуре агрегата из зерен эгирина и лампрофиллита (рис. 3). Для этой эгирин-лампрофиллитовой жилы характерно наличие закономерно ориентированных зерен.

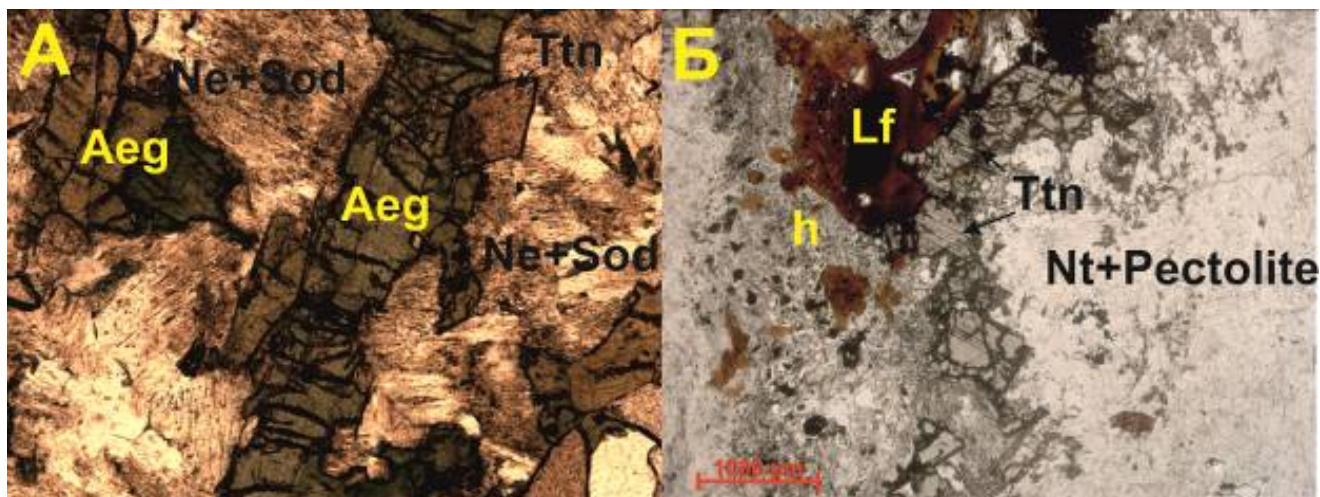


Рис. 2 Трещины тектонического смятия. А – в эгирине (шлиф 10-1(2)II). Б – в титаните (шлиф 12-2I).
Обозначения: Ne – нефелин, Aeg – эгирин, Ttn – титанит, Lf – лампрофиллит, Sod – содалит, Nt – натролит, h – минералы группы гидрослюд

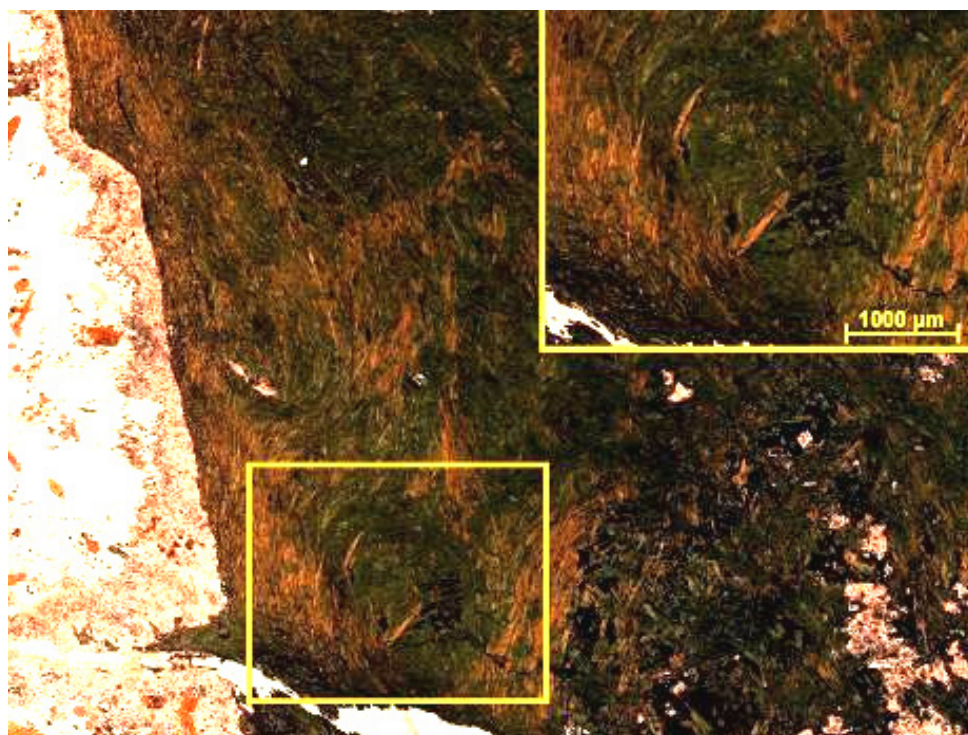


Рис. 3. Микропанорама шлифа 41.15 (I). Структуры вращения в эгирин-лампрофиллитовой жиле

По результатам микроструктурных исследований показано, что интенсивность воздействия на породы процессов, изменяющих первичный минерально-вещественный состав, резко уменьшается при удалении от магистрального разлома / нарушения. Во внутренней зоне разлома мы наблюдаем весьма интенсивные изменения (до практически 100 % замещения глинистыми и экзогенными минералами), а во внешней зоне мощность сплошной шпреуштейнизации пород редко превышает первые метры. Развитие микротрещиноватости в массиве также резко уменьшается на расстоянии от первых сантиметров до 1 м максимум от плоскости разрывного нарушения. В большинстве случаев на расстоянии 1 м от плоскости разрывного нарушения порода находится в неизменном виде, как с точки зрения минерально-вещественного состава, так и структурной нарушенности.

Список литературы

Афанасьев А.П. История формирования кор выветривания и гипергенных полезных ископаемых на Кольском полуострове в мезо-кайнозое. // В сб.: Геология и полезные ископаемые мезо-кайнозойских образований Кольского полуострова. Апатиты: КФ АН СССР, 1980б. С. 5–36.

Дорфман М.Д. Минералогия пегматитов и зон выветривания в ийолит-уртитях горы Юкспор Хибинского массива. М.; Л.: Изд. АН СССР, 1962. С. 168.

Дудкин О.Б. Фанерозойские коры выветривания в щелочных массивах Кольского региона. // Мурманский вестник. Т. 5, № 1. 2002. С. 3–8.

Минералогия Хибинского массива, Т. 1. Под ред. Чухрова Ф.В. Авторы: Костылёва-Лабунцова Е.Е., Борущкий Б.Е., Соколова М.Н., Шлюкова З.В., Дорфман М.Д., Дудкин О.Б., Козырева Л.В., Икорский С.В. М.: «Наука», 1978. 230 с.

Мультимедийный справочник по минерально-сырьевым ресурсам и горнопромышленному комплексу Мурманской области: Цифровой информационный ресурс / Под ред. Ф.П. Митрофанова, А.В. Лебедева / Отв. руководитель Д.В. Жиров / Отв. исп.: В.Ю. Калачев, С.А. Климов, Н.О. Сорохтин / Соисп.: Комитет природных ресурсов по Мурманской области, С.В. Жабин, Н.И. Бичук, В.А. Чапин, В.Г. Зайцев / Сост.: Б.В. Афанасьев, Б.В. Гавриленко, В.И. Пожиленко и др. – Апатиты: ГИ КНЦ РАН, 2001. Ч. 1: Геология и минерально-сырьевые ресурсы – 460 мб. Ч. 2: Горнопромышленный комплекс – 680 мб.

Онохин Ф.М. Особенности структуры Хибинского массива и апатитонэфелиновых месторождений. Л.: Наука, 1975. 106 с.

Титов В.Н. Структурные особенности апатитовых месторождений Хибинского массива // Труды ГИГХС. 1986, 87 с. (Рукопись депонир. в ОНИТЭХИМ г. Черкассы, № 1396-хп87).

ИССЛЕДОВАНИЕ ПРОЦЕССОВ РАСТВОРЕНИЯ СОЛЯНЫХ ПОРОД ВЕРХНЕКАМСКОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ

Нажарова Л.Н.¹, Шакиров Т.Р.^{1,2}, Вафина М.С.^{1,2}

¹ Казанский национальный исследовательский технологический университет, Казань, e-mail: linajar@mail.ru

² АО «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых», Казань

Введение. Соляные породы – осадочные горные породы хемогенного происхождения, представленные главным образом хлоридами натрия, калия, кальция и магния, а также карбонатами щелочных металлов. К соляным породам относятся каменная соль, сильвинит, карналлитовая порода, каинитовая порода, а также гипс, ангидрит и другие. Наиболее ценными являются калийные соли, которые имеют огромное народнохозяйственное значение как сырье для производства удобрений и соединений калия (Yager, 2016).

Крупнейшим месторождением калийных солей в России является Верхнекамское (ВКМС), оно обладает колоссальными запасами калийных, калийно–магниевых солей, каменной соли, природных рассолов и является основной базой в стране по добыче хлористого калия (Копнин, 1995). Содержавшиеся в ней калийные соли разрабатываются шахтным способом, который сопровождается техногенными авариями. По существующим технологиям извлечение в товарный продукт хлористого калия составляет не более 50 %. При этом попутно добываемый хлористый натрий, не может быть широко использован в народном хозяйстве, складывается в виде терриконов и наносит колоссальный вред окружающей среде (Хайруллина и др., 2017). Это обуславливает необходимость внедрения новых технологий добычи и переработки. Решение проблемы возможно на основе скважинного растворения с переработкой полученных рассолов подземного растворения по более рациональным технологиям (Pierzyna P., et al., 2017; Хайруллина и др., 2018; Селезнев, Мубараков, 2013; Назаркин и др., 2017). О необходимости проведения работ по внедрению альтернативных способов разработки отмечается и в «Методических рекомендациях по применению Классификации запасов месторождений и прогнозных ресурсов твердых полезных ископаемых. Соли. М., ГКЗ, 2007 г.».

При добыче солей подземным растворением через скважины эффективность получения рассолов, размеры и форма камеры в основном зависят от скорости растворения солей. Литературные данные (Yang X., et al., 2017; Калчаева и др., 2011; Huaide Ch., et al., 2015) по растворимости минералов и слагаемых ими пород, свидетельствуют, что в реальных условиях приходится иметь дело с растворением полидисперсной системы, часто состоящей из неоднородной массы, содержащей то или иное количество примесей, с неодинаковой формой слагающих ее частиц, изменяющейся в процессе растворения. Также разнообразен состав соляных отложений их мощность и структура даже в пределах одной скважины. Вследствие этого, для них сложно теоретически определить скорость растворения и надежными можно считать лишь экспериментально полученные кинетические данные для конкретных соляных пород в заданных условиях.

Цель данной работы заключалась в изучение скорости растворения в воде и растворах хлорида натрия сильвинитов и карналлитовых пород Верхнекамского месторождения при 20 °С в режиме свободной и вынужденной конвекции.

Экспериментальная часть. Исследования проводили по керновому материалу скважины южной части ВКМС. Для исследования отбирался керн сильвинитов и карналлитовых пород, из которых изготавливались образцы правильной кубической формы равного объема. Площадь поверхности каждого образца варьировалась в пределах 27–28 см². Предварительно производилось определение плотности соляных образцов методом гидростатического взвешивания (Ильинский, 1975) в изопропиловом спирте. В качестве растворителя использовали дистиллированную воду и раствор хлорида натрия с концентрацией 150 г/см³. В ходе опыта

температуру растворителя и системы поддерживали постоянной, $t = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$. Перед началом опытов, проводимых в динамическом режиме, устанавливали скорость течения растворителя через реакционный сосуд равной $50\text{ см}^3/\text{мин}$. После завершения опыта по определению скорости растворения раствор фильтровали и определяли количество нерастворимого в воде – остатка (Н.О.) массовым методом, плотность раствора пикнометрическим методом и содержание в нем катионов (Na^+ , K^+ , Ca^{2+} , Mg^{2+}) методом АЭС – спектрометрии на приборе спектрометр ОРТИМА 8300.

Экспериментальные данные по определению скорости растворения сильвинитов и карналлитовых пород в воде и растворе хлорида натрия при температуре $t = 20\text{ }^{\circ}\text{C}$ приведены в табл. 1.

Таблица 1. Значения скорости растворения при различных режимах растворения

Наименование породы	Значение скорости растворения, г/(см ² ·с)			
	Растворитель			
	Вода		Раствор хлорида натрия	
	Режим растворения			
	статика	динамика	статика	динамика
Сильвинит пёстрый	4.79	5.14	1.89	1.33
Сильвинит полосчатый	4.68	4.57	2.26	1.96
Сильвинит красный	4.79	6.21	2.35	2.66
Карналлитовая порода (желтая)	9.06	10.65	5.71	5.25
Карналлитовая порода (красная)	6.86	5.60	2.06	2.97

При использовании в качестве растворителя дистиллированной воды при температуре опыта $20\text{ }^{\circ}\text{C}$ выборки сильвинитов показывают близкие значения скорости растворения. Отмечается, что скорость растворения минералов мало зависит от режима воздействия растворителя, наблюдается лишь незначительное увеличение скорости для красных сильвинитов при переходе от режима свободной конвекции (статика) к режиму динамики при скорости обтекания твердой фазы жидкостью $50\text{ см}^3/\text{мин}$. Наличие в образцах галита и повышенное его содержание закономерно замедляет растворение.

При растворении пород важным становится и выбор растворителя. С целью селективного извлечения хлорида калия в работе осуществляли выщелачивание сильвинитов и карналлитовой породы водным раствором хлорида натрия. Скорости растворения сильвинитов в растворе хлорида натрия ($150\text{ г}/\text{см}^3$) уменьшаются по сравнению с водой примерно в 2 раза в режиме статика и 2.3 раза в режиме динамики. Наиболее существенно падает скорость растворения пестрых сильвинитов.

При растворении пестрых сильвинитов в опытах наблюдалось значительное выделение пузырьков газов. Процесс протекал бурно, сопровождался треском. Аналогичная картина наблюдалась при растворении лимонно-желтых карналлитов, в некоторых случаях происходило разрушение образца по границам зерен. В зависимости от глубины залегания, газы соляных пород значительно отличаются по составу и количеству (Земсков, 2017) и влияние выделения газов на скорость растворения сложное. С одной стороны, отрыв пузырьков газа с поверхности частицы усиливает конвекцию в диффузионном слое и увеличивает контакт растворителя с участками нарушенной поверхности растворяемого вещества и растворение усиливается. Вместе с тем, если газовыделение становится чрезмерно интенсивным, пузырьки газа экранируют поверхность зерна и затрудняют доступ растворителя. В этом случае скорость растворения будет уменьшаться.

Результаты эксперимента показывают, что скорости растворения разностей карналлитовых пород значительно отличаются. У лимонно–желтых образцов карналлитовой породы, она больше, чем у оранжево–красных при всех условиях эксперимента, как в воде, так и в растворах хлорида натрия. Это можно объяснить наличием в оранжево–красных образцах нерастворимых в воде примесей, которые при растворении окаймляют зерна карналлитовой породы

и снижают скорость ее растворения. Результаты химического анализа Н.О. показали, что в основном (65–75 %), он представлен оксидом кремния – кварцем, полевыми шпатами и минералами группы слоистых силикатов. Лимонно-желтые разности, как было установлено в ходе опытов, нерастворимых примесей практически не содержат.

Влияние режима течения жидкости на скорость растворения разностей карналлитовой породы не обнаружено.

В большинстве случаев при температуре 20 °С, скорости растворения в статике и динамике имеют близкие значения, что свидетельствует о незначительном влиянии режима на скорость растворения.

Выводы. Таким образом, по результатам приведенных исследований соляных пород ВКМС, можно сделать следующие выводы:

1. Выборки образцов соляных пород южной части ВКМС имеют общие закономерности растворения.
2. Скорость растворения всех исследованных соляных пород в воде выше, чем в растворах хлорида натрия.
3. При растворении сильвинитов и карналлитовой породы в растворе хлорида натрия возрастает степень выщелачивания хлорида калия по сравнению с использованием в качестве растворителя дистиллированной водой. Такое поведение объясняется тем, что раствор у поверхности зерен, быстро становится пересыщенным по хлористому натрию и из них извлекается преимущественно хлорид калия.
4. Примеси частиц Н.О., окаймляющих растворяющиеся зерна соляных пород, сильно понижают скорость их растворения. Это обусловлено тем, что на поверхности растворяющихся зерен создается пористый слой из частиц Н.О., который препятствует диффузионным процессам растворения их поверхности.
5. По результатам химического анализа Н.О. представлен кварцем, полевыми шпатами и минералами группы слоистых силикатов.
6. Режим движения растворителя при температуре 20 °С мало влияет на скорость процесса.
7. Наличие примесей зерен галита уменьшает скорость растворения карналлитовых пород и сильвинитов.
8. Скорость растворения зависит от плотности соприкосновения зерен минералов. Крупнозернистые, слабосцементированные образцы сильвинитов и карналлитовой породы растворяются с большей скоростью, чем мелкозернистые и плотные.

Полученные результаты могут быть в дальнейшем использованы при решении задач разработки солей Верхнекамского месторождения способом подземного растворения.

Работы выполнялись в Аналитико-технологическом сертификационном испытательном центре Акционерного общества «Центральный научно-исследовательский институт геологии нерудных полезных ископаемых» (АО «ЦНИИгеолнеруд»).

Авторы выражают благодарность коллективу АТСИЦ АО «ЦНИИгеолнеруд» за проведенные аналитические исследования.

Список литературы

- Земсков А.Н. Изучение газоносности соляной толщи Гарлыкского месторождения калийных солей // Известия вузов. Горный журнал. 2017. № 7. С. 35–42.
- Ильинский Г.А. Определение плотности минералов. Л.: Недра, 1975. 119 с.
- Калчаева Б.Ш., Кочкорова З.Б., Сулайманкулов К.С., Сатывалдиев А.С., Кыдынов М.К. Выщелачивание природных солей Джелды-Суйского месторождения // Известия Вузов. 2011. № 5. С. 122–123.
- Копнин В.И. Верхнекамское месторождение калийных, калийно-магниевого и каменных солей и природных рассолов // Известия высших учебных заведений. Горный журнал. 1995. № 6. С. 10–43.
- Патент РФ № 2016141106, 19.10.2016 Назаркин В.В., Новиков А.А., Малухин Н.Г., Завалишин В.А. Способ скважинной гидродобычи. Опубл. 17.11.2017. Бюл. № 32.
- Селезнев А.В., Мубараков Р.Г. Производство рассолов. Улучшение экологических показателей технологии // Экология и промышленность России. 2013. № 7. С. 34–36.

Хайруллина Е.А., Новоселова Л.В., Порошина Н.В. Природные и антропогенные источники водорастворимых солей на территории Верхнекамского месторождения калийно-магниевых солей // Географический вестник. 2017. Т. 40. № 1. С. 93–101.

Хайруллина Е.А., Хомич В.С., Лискова М.Ю. Геоэкологические проблемы разработки месторождений калийных солей // Известия Тульского государственного университета. Науки о земле. 2018. № 2. С. 112–126.

Pierzyna P., Popczyk M., Suponik T. Testing the possibility of leaching salt debris obtained from underground excavations. E3S Web of Conferences. 2017. № 18. P. 10–16.

Huaide Ch., Haizhou M., Qingyu H., Zhihong Zh., Liming X., Guangfen R. Model for the decomposition of carnallite in aqueous solution // International Journal of Mineral Processing. 2015. V. 139. P. 36–42.

Yager D.B. Potash – A vital agricultural nutrient sourced from geologic deposits. Reston, Virginia: U.S. Geological Survey, 2016. 38 p.

Yang X., Liu X., Zang W., Lin Z., Wang Q. A Study of Analytical Solution for the Special Dissolution Rate Model of Rock Salt // Advances in Materials Science and Engineering, 2017. № 11. P. 1246–1255.

НОВЫЕ ДАННЫЕ ПО СТРУКТУРНОМУ КОНТРОЛЮ ОБРАЗОВАНИЯ ЗОЛОТОРУДНОГО МЕСТОРОЖДЕНИЯ МУРУНТАУ (УЗБЕКИСТАН)

Орипов С.Г.

Национальный университет Узбекистана, Ташкент, mizadiaz95@mail.ru

Мурунтауское рудное поле, вмещающее крупнейшее одноименное месторождение золота, являлось объектом внимания многих ученых из разных стран мира. Для отработки месторождения создан самый большой на планете золотодобывающий карьер, из которого с 1968 года добыто около трех тысяч тонн золота.

В региональном плане месторождение Мурунтау относится к западному Кызылкумскому сектору Южно-Тянь-Шаньского складчато-надвигового пояса. История его геологического развития определяется связью со структурами Туркестанского океана, образовавшегося в конце протерозоя – ордовике (Атлас ..., 2011; Бискэ, 2018; Буртман, 2006; Городницкий и др., 1978]. К середине среднего карбона (началу московского века) океаническая кора Туркестанского океана была поглощена, началось столкновение Каракумо-Таримского и Казахско-Киргизского континентов, которое привело к закрытию Туркестанского океана.

Сутурная зона Туркестанского океана – след после его закрытия – относится к числу важнейших структурных элементов Южного Тянь-Шаня, который мог сыграть большую роль в локализации Мурунтауского рудного поля (Антонов, 2020).

Период раннепермского магматизма (310–300 млн лет назад), относят к особому постколлизийному этапу, которому сопутствует плавление утолщенной коры и частичное растяжение орогена (Буртман, 2006). Предполагается связь проявлений постколлизийного магматизма с глубокими коровыми разломами сдвигового характера и зонами относительного растяжения.

Установлено (Drew, 1996; Kempe, 2016; Seltmann et al., 2020), что движение вдоль сдвиговой зоны юго-западного простирания, названной Мурунтау-Даугызтау, привело к образованию главного золоторудного тренда Кызылкумов, включающего месторождения Мурунтау, Амантайтау, Асаукак, Даугызтау и др. Отмечалось также наличие простирающейся в запад-северо-западном направлении левосторонней сдвиговой зоны Сангрунтау-Тамдытау (Drew, 1996; Kempe, 2016), пересекающейся с главным трендом, однако ее точное положение и детали строения не рассматривались. Этот пробел был восполнен недавно А.Е. Антоновым (Антонов, 2020): был выявлен золоторудный тренд, начинающийся в Мурунтауском рудном поле и продолжающийся на расстояние 35–40 км к восток-юго-востоку, названный Мурунтау-Айрацким золоторудным трендом (МАЗТ).

Мы изучили особенности строения МАЗТ. Тренд начинается в Мурунтауском рудном поле и включает месторождение Мурунтау и его сателлиты – Мютенбай и Триаду. Далее к юго-востоку МАЗТ включает вскрытые бурением и подтвержденные геофизическими работами ореолы золота и мышьяка под перекрывающими отложениями Сардаринской впадины. На юго-восточном фланге МАЗТ располагаются золотоносные участки Айрацкого рудного поля (рис. 1). В качестве структуры, контролирующей этот тренд, как и параллельную ему Шириктинскую зону смятия, мы предполагаем сутурную зону Туркестанского океана. Ширина этой зоны, по нашим представлениям, на данном отрезке составляет несколько десятков км (70–80 км). В эту зону входят Шириктинская зона смятия, Бесапан-Северонуратинский глубинный разлом, Мурунтау-Айрацкий золоторудный тренд.

Нами было уточнено их положение, в частности, было установлено продолжение Шириктинской зоны смятия в пределах Мурунтауского рудного поля, а также так называемого Южного разлома. Проведенный нами структурный анализ позволил трассировать Шириктинскую зону смятия в юго-восточном направлении в рамках МАЗТ. Следует также отметить, что в основании «пестро-бесапанской» подсветы на площади Мурунтауского рудного поля ранее было

выделено крупное линзовидное тело черных углеродисто-кварцевых алевролитов и песчаников, вмещающее практически все промышленные рудные залежи Мурунтау, Мютенбая и Триады, ориентированное в том же восток-юго-восточном направлении и выклинивающееся к северо-западу от карьера Мурунтау (Золоторудное..., 1998).

С этим телом, названным «мурунтауской линзой» (Золоторудное..., 1998) связана субсогласная мощная зона интенсивного рассланцевания, кливажирования пород с многочисленными участками смятия и дробления. Указанными авторами предполагалось, что тектонизация связана с одним из швов шарьяжа, образовавшегося в процессе субдукции.

Из рис. 1 видно, что Мурунтау находится на сопряжении нескольких тектонических нарушений, таких, как Ширикитинская зона смятия, Южный разлом, а также продольной зоны смятия восток-юго-восточного простирания, соответствующей МАЗТ.

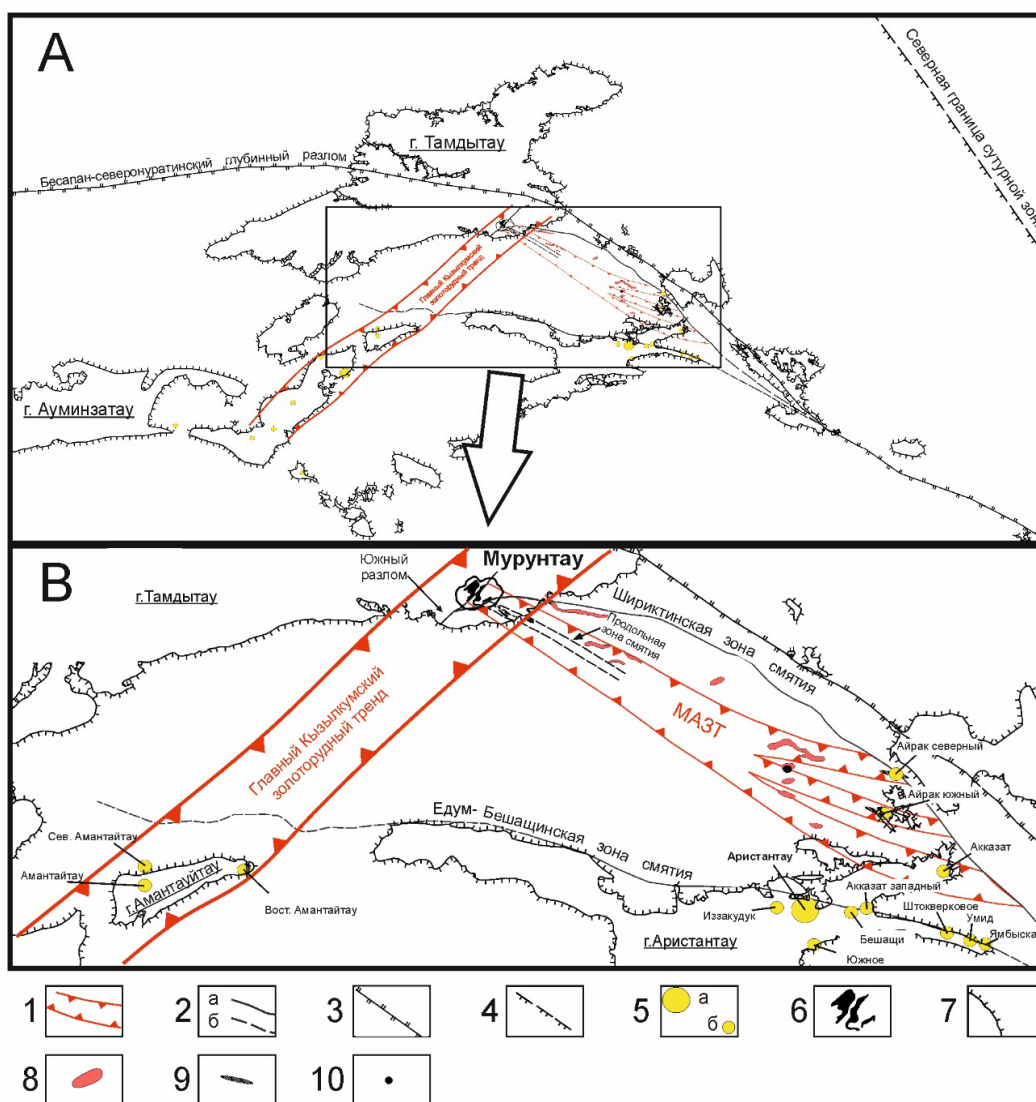


Рис. 1. Схема расположения Мурунтауского месторождения в структурном плане Центральных Кызылкум (по материалам А.Е. Антонова, У. Кемре, Ю.С. Биске, В.С. Буртмана, А.Е. Сафрошкина и других):

1. Границы золоторудных трендов; 2. Региональные зоны смятия; 3. Бесapan-Северонуратинский глубинный разлом; 4. Северная граница сутурной зоны; 5. Месторождения (а) и рудопроявления (б) золота; 6. Штокверковые тела Мурунтауского месторождения; 7. Границы палеозойских обнажений; 8. Ореолы золота; 9. Бiotит-кварц-полевошпатовые метасоматиты; 10. Колонковая скважина

Мы рассматриваем «Мурунтаускую линзу» в качестве жесткой субстанции, при встрече с которой дизъюнктивные нарушения ветвятся и меняют свое простирание. Это согласуется с физическим явлением преломления (рефракции) – **изменения направления луча (волны), возникающего на границе двух сред**, через которые этот луч проходит. Наиболее характерен в этом отношении Южный разлом, который приближается с юго-запада к «мурунтауской линзе», вмещающей рудные штокверки, в виде одного тектонического шва, и при встрече с ней разделяется на несколько ветвей.

Нами были проанализированы большие объемы данных по бурению и геохимических данных. Выяснилось, что ореолы золота имеют то же простирание, что и МАЗТ. По данным колонкового бурения было выявлено, что на глубинах 123–127 м имеется золотоносная зона дробления, что указывает на возможное продолжение продольной зоны смятия, идущей со стороны Мурунтау в восток-юго-восточном направлении (Хон М.Т. и др, 1996). Это может иметь большое практическое значение, так как бурением единичных скважин были встречены интервалы с содержаниями золота до 18 г/т.

Список литературы

Антонов А.Е. Сверхкрупные месторождения золота России и Узбекистана: перспективы новых открытий // Золото и технологии. 2020. № 4. С. 30–38.

Атлас моделей рудных месторождений Узбекистана / Р.Х. Миркамалов и др.; ред. коллегия: Турамура-тов И.Б. и др. Госкомгеологии РУз и минеральных ресурсов, «Научно-исследовательский институт минеральных ресурсов». Ташкент: ГП «НИИМР», 2011. С. 100.

Бискэ Ю.С. Южный Тянь-Шань: к новому геологическому синтезу // Вестник Санкт-Петербургского университета. 2018. Науки о Земле. Т. 63. Вып. 4. С. 416–462.

Буртман В.С. Тянь-Шань и Высокая Азия. Тектоника и геодинамика в палеозое. Москва: ГЕОС, 2006. 215 с.

Городницкий А.М. Реконструкции положения материков в фанерозое / Городницкий А.М., Зоненшань Л.П., Мирлин Е.Г. Москва: «Наука», 1978. С. 118.

Золоторудное месторождение Мурунтау / гл. ред. Т.Ш. Шаякубов, ред. коллегия: И.М. Голованов, А.Т. Закиров и др. Ташкент: издательство «ФАН» Академии наук Республики Узбекистан, 1998. 540 с.

Хон М.Т. и др. Комплексные поисково-картировочные работы на западном и юго-восточном флангах Мурунтауского рудного поля (Западно-Мурунтауская и Восточно-Сардаринская площади) за 1989–1996 гг. Отчет. п. Мурунтау 1996 г.

Drew, L.J., Berger, B.R., Kurbanov, N.K. Geology and structural evolution of the Muruntau gold deposit, Kyzylkum desert, Uzbekistan // Ore Geology Reviews 1996. № 11. P. 175–196.

Kempe, U., Graupner, T., Seltmann, R.M. The Muruntau gold deposit (Uzbekistan): A unique ancient hydrothermal system in the southern Tien Shan // Geoscience Frontiers. 2016. V. 7. P. 528.

Reimar Seltmann, Richard J. Goldfarb and other. Muruntau, Uzbekistan: The World's Largest Epigenetic Gold Deposit // Society of Economic Geologists. 2020, Inc.SEG Special Publications. № 23. P. 497–521.

СОСТАВ И ЭВОЛЮЦИЯ МАГНИТНЫХ МИНЕРАЛОВ В МАФИЧЕСКИХ ИНТРУЗИЯХ УДЖИНСКОГО ПОДНЯТИЯ, СЕВЕР СИБИРИ

Пазухина А. А.¹, Малышев С. В.¹, Пасенко А. М.^{1,2}

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург, st061137@student.spbu.ru

² Институт физики Земли им. О.Ю. Шмидта РАН, Москва

Палеогеографические реконструкции строятся и тестируются на основании комплекса исследований, одними из которых являются палеомагнитные. Палеомагнитные методы исследований основаны на способности ферромагнитных минералов в процессе кристаллизации при остывании ниже точки Кюри фиксировать направление магнитного поля Земли. Таким образом возможно восстановление широтного положения исследуемых пород (блоков континентальной коры) в момент формирования намагниченности. Магнитные минералы, в частности титаномагнетит – один из основных минералов-носителей палеомагнитного сигнала в базитовых интрузиях – могут претерпевать различные изменения в связи с воздействиями экзогенных и эндогенных вторичных процессов, что часто ведет к частичной или полной потере первичного палеомагнитного сигнала (Шипунов, 1994). В данной работе рассматриваются особенности кристаллизации и последующих изменений минералов-носителей палеомагнитного сигнала в различных частях базитового интрузивного тела на примере Большой Уджинской дайки, внедрившийся в осадочный разрез Уджинского поднятия. В геологическом отношении Уджинское поднятие является линейно вытянутым в меридиональном направлении палеорифтом, заключенным между Анабарским щитом и Оленёкским поднятием. Интрузивные тела, одно из которых представляет собой объект исследования, прорывают осадочные и вулканогенно-осадочные толщи докембрийского возраста.

Большая Уджинская дайка – это крупное интрузивное тело мощностью ~200 метров, расположенное на восточном берегу реки Уджа и простирающееся с северо-запада на юго-восток. Дайка прорывает докембрийский разрез осадочно-вулканогенных образований, который традиционно считался рифейским. Последующее датирование дайки U-Pb методом по апатиту установило ее возраст в 1386 ± 30 млн лет (Malyshev et al., 2018), и ограничило возраст разреза ранним рифеем.

В ходе полевых работ 2020 года на территории Уджинского поднятия была отобрана коллекция образцов по 2 профилям Большой Уджинской дайки от центра к периферии. В первом профиле насчитывается 9 образцов с шагом ~10 м. По второму профилю, находящемуся гипсометрически ниже, отобрано 9 образцов с шагом от 9 м до 0.5 м. Исследуемое тело сложено массивными средне- и мелкокристаллическими долеритами с долеритовой и офитовой структурой. Породообразующими минералами являются плагиоклаз (лабрадор, андезин) и клинопироксен (авгит), второстепенными – роговая обманка, кварц и калиевый полевой шпат. В ходе вторичных процессов породы подверглись пропилитизации, вследствие чего образовались такие минералы, как хлорит и серицит. Носителями магнитного сигнала в Большой Уджинской дайке (БУД) являются минералы серии распада твердых растворов магнетит–ульвошпинель. Титаномагнетиты БУД характеризуются содержанием $\text{FeO}_{\text{общ}}$ – 75.4–80.5 масс. %, TiO_2 – 17.8–21.7 масс. %. В качестве примесей присутствуют Al, Mg, Mn, V, Si. $T_{\text{Кюри}}$ для ТМ такого состава равна 150–240 °С.

Были обнаружены структуры гетерофазного окисления кристаллов титаномагнетита, представляющие большой интерес для палеомагнитных исследований (Гапеев, 1983). Наиболее хорошо они сохранились в эндоконтактовой части интрузии. В дальнейшем титаномагнетиты подверглись выщелачиванию, в результате чего произошли практически полные агрегатные псевдоморфозы: образовались такие вторичные минералы, как титанит, псевдобрукит, рутил.

Вместе с тем, образцы из эндоконтактовой части магматического тела оказались подвергнуты вторичным изменениям в меньшей степени. Таким образом, первичный магнитный сигнал наилучшим образом сохранился именно в эндоконтактовой части интрузии.

Исследование было поддержано грантом РНФ № 19-77-10048.

Список литературы

Ганеев А.К., Цельмович В.А. Микроструктура синтетических титаномагнетитов, окисленных при высоких парциальных давлениях кислорода // Физика земли. 1983. № 12. С. 91–95.

Шуинов С.В. Элементы палеомагнитологии. М.: Геологический институт РАН, 1994. 64 с.

Malyshev S.V., Pasenko A.M., Ivanov A.V., Gladkochub D.P., Savatenkov V.M., Meffre S., Abersteiner A., Kamenetsky V.S. and Shcherbakov V.D. Geodynamic Significance of the Mesoproterozoic Magmatism of the Udzha Paleo-Rift (Northern Siberian Craton) Based on U-Pb Geochronology and Paleomagnetic Data // Minerals. 2018. Vol. 8, 555. P. 1–14.

ЦИРКОНОМЕТРИЯ, ХИМИЧЕСКИЙ И ИЗОТОПНЫЙ СОСТАВ ПЕСЧАНИКОВ ЧАРСКОЙ И ЖАРМИНСКОЙ ЗОН ВОСТОЧНОГО КАЗАХСТАНА: КОРРЕЛЯЦИЯ, ИСТОЧНИКИ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ОБСТАНОВКИ

Перфилова А.А.^{1,2}, Сафонова И.Ю.^{1,2,3}, Котлер П.Д.^{1,2}

¹ Новосибирский национальный исследовательский государственный университет, Новосибирск, alinalopolina@gmail.com

² Институт геологии и минералогии им. В.С. Соболева СО РАН, Новосибирск

³ Институт геологии и геохимии им. А.Н. Заварицкого УрО РАН, Екатеринбург

Чарская и Жарминская зоны расположены в западной части Центрально-Азиатского складчатого пояса (ЦАСП), в месте взаимодействия активных окраин Казахстанского и Сибирского континентов (Buslov et al., 2001; Safonova et al., 2012, 2018; Хромых, 2020). Чарская зона ограничена двумя островодужными террейнами – Рудноалтайским на северо-востоке и Жарма-Саурским на юго-западе и включает в себя Чарский аккреционный комплекс и Чарский офиолитовый пояс (рис. 1). Она характеризуется сложной тектонической структурой, включающей террейны разнообразного геодинамического происхождения, среди которых широко распространены комплексы ультраосновных и основных пород офиолитов, тектонических и серпентинитовых меланжей, океанические и надсубдукционные вулканические породы и коллизионные и постколлизионные гранитоиды (Buslov et al., 2001; Добрецов, 2003).

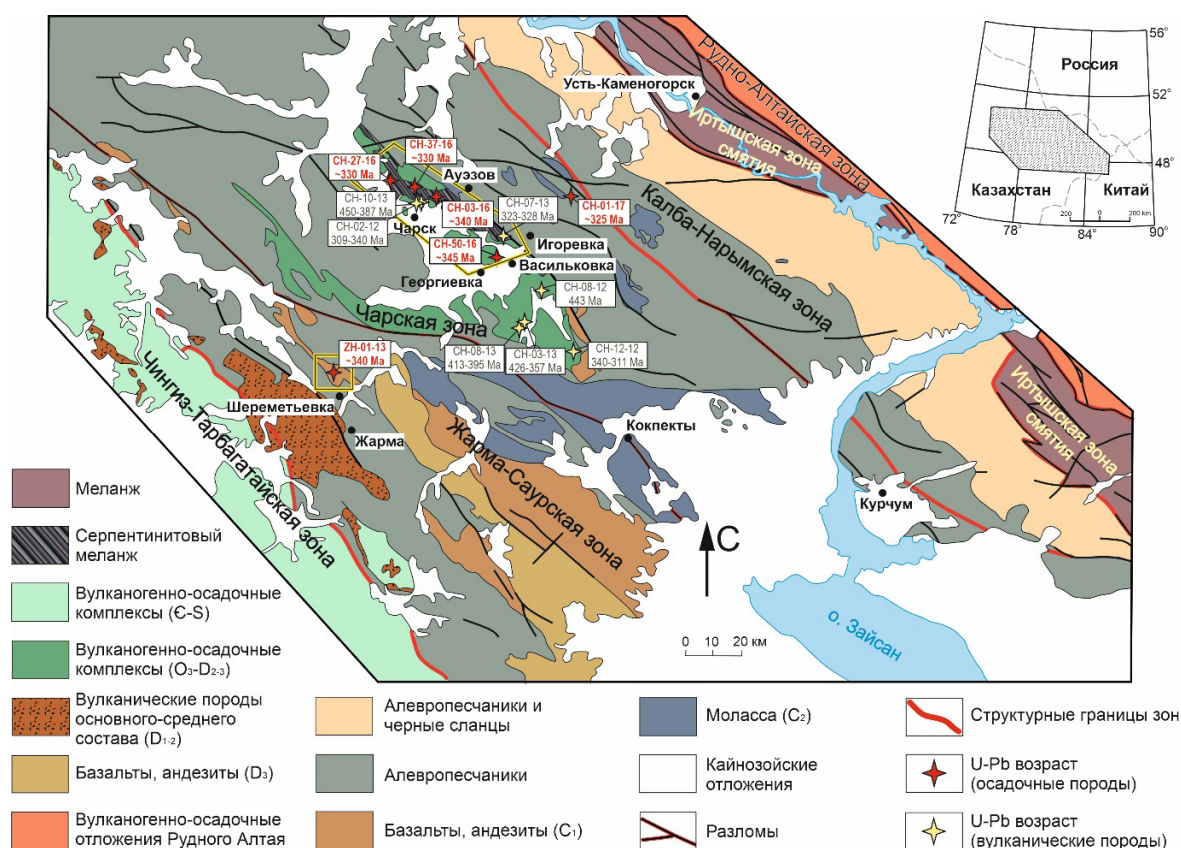


Рис. 1. Геологическая схема восточного Казахстана (по Хромых, 2021 с изменениями)

Жарминская зона представляет собой область сочленения Чингиз-Тарбагатайской и Зайсанской складчатых систем и является частью Жарма-Саурской зоны, продолжение которой прослеживается в юго-восточном направлении на территории Китая (рис. 1). В ее строении

принято выделять три основных этапа развития: D_{2-3} , C_{1-2} и C_3 . К раннему этапу относятся две главные формации – кремнисто-андезиобазальтовая океанического происхождения ($D_{2gv}-D_{3fr}$) и гравелито-песчано-сланцевая ($D_{2gv}-D_{3fr}$). К средней стадии относится кремнисто-андезитовая формация (C_{1t2-v1}). К завершающей стадии относятся дацит-молаассовая (C_2), трахибазальт-трахиандезитовая (C_{2-3}) и дацит-риолитовая (C_3) формации (Хромых, 2020). Ранее в Чарской зоне были диагностированы океанические и надсубдукционные аллохтонные комплексы (Safonova et al., 2012, 2018). Надсубдукционные и обломочные формации Жарминской зоны в пределах Казахстана остаются мало изученными.

В работе обсуждаются первые данные по U-Pb датированию детритовых цирконов и составу граувакковых песчаников обеих зон (Safonova et al., 2021). U-Pb датирование детритовых цирконов было проведено для пяти образцов Чарской зоны (Ch-01-17, Ch-03-16, Ch-27-16, Ch-37-16, Ch-50-16) и одного образца Жарминской зоны (Zh1-13) (рис. 2). Зерна с осцилляторной зональностью размером от 40 до 200 мкм имеют округлую или идиоморфно-призматическую форму. Значения Th/U во всех зернах выше 0.04, но ниже 2.09, что свидетельствует об их магматическом происхождении. В пробе Ch-01-17 проанализировано 97 зерен, из которых 84 зерна конкордантны в пределах $\pm 5\%$. Распределение U-Pb возрастов цирконов – унимодальное с основным пиком 325 млн лет. Самый молодой возраст – 299 млн лет, самый древний – 449 млн лет. Семьдесят три зерна проанализированы в образцах Ch-27-16 и Ch-37-16, из которых 65 зерен конкордантны. Распределение U-Pb возрастов – унимодальное с основным пиком 330 млн лет. Самые молодые возраста 320 и 317 млн лет, самые древние – 450 и 464 млн лет соответственно. Наиболее древние пики зафиксированы в пробах Ch-03-16 и Ch-50-16. Из 119 зерен в этих образцах, 73 оказались конкордантны в пределах $\pm 5\%$. Главные пики попадают на отметки 340 и 345 млн лет. При этом самые молодые возраста – 320 и 332 млн лет, а самые древние 370 и 373 млн лет соответственно. В пробе песчаника Жарминской зоны Zh1-13 проанализировано 76 зерен, из которых 65 оказались конкордантны. Основная популяция цирконов находится в возрастном интервале от 301 до 445 млн лет. Унимодальное распределение U-Pb возрастов с основным пиком 340 млн лет, т. е. близкое к пробам Ch-03-16 и Ch-50-16.

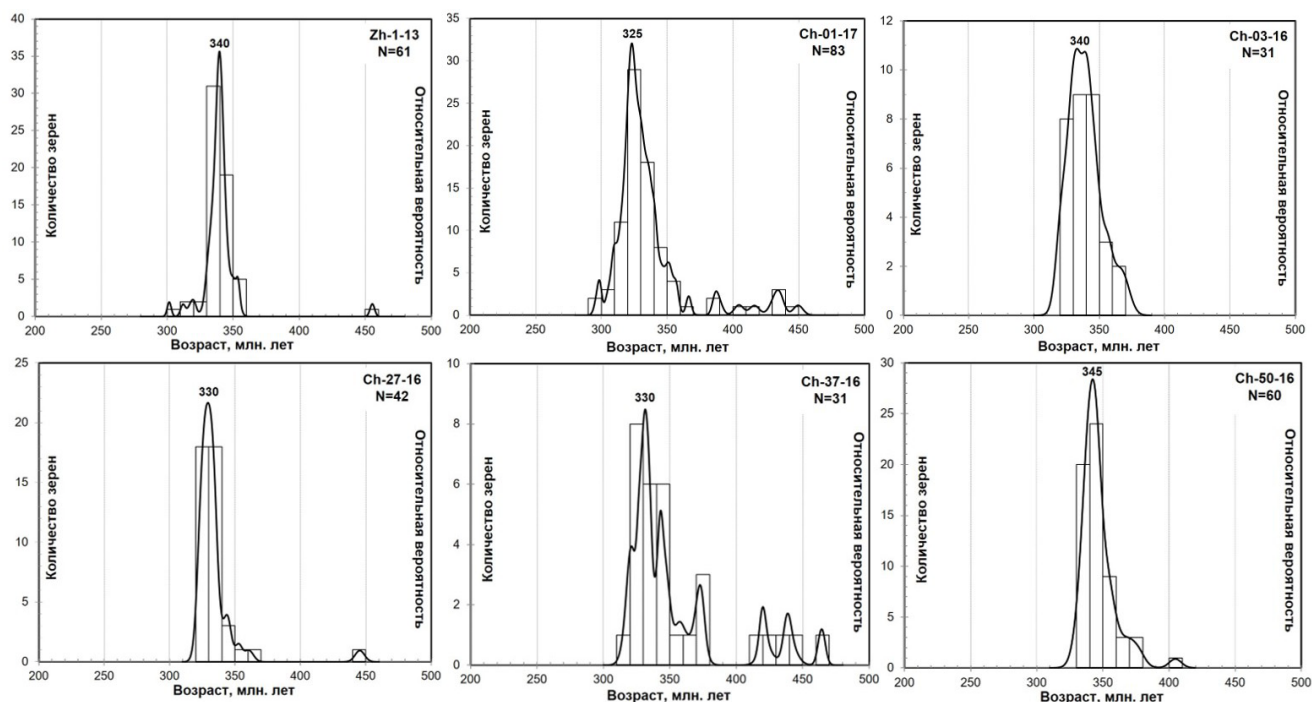


Рис. 2. Гистограммы U-Pb возрастов для детритовых цирконов из граувакковых песчаников Чарской и Жарминской зон

Песчаники представлены плохо сортированными мелко-среднезернистыми разностями, темно-серого и зеленовато-серого цвета. Их петрографическое описание показало, что обломочная часть состоит преимущественно из вулканических пород основного/среднего состава (20–50 %), полевого шпата (ПШ, 5–10 %), кварца (Кв, 15–30 %) и осадочных пород, представленных кремнями, кремнистыми алевролитами/аргиллитами (10–15 %), погруженных в тонкодисперсный алевритовый матрикс. Доля матрикса менее 10 %. В обломках вулканических пород преобладают лейсты плагиоклаза и темный мезостазис (вероятно, вулканическое стекло). Фрагменты и лейсты плагиоклаза часто сосюритизированы. Также присутствуют сопутствующие обломочные минералы, такие как циркон, биотит, магнетит и кальцит. Подсчет зерен в шлифах проводился для оценки их модельного петрографического состава и определения типа породы (Шутов, 1967; Dickinson et al., 1983). Согласно классификациям на основе петрографических компонентов Qt–Fs–Lt (Шутов, 1967; Pettijohn et al., 1972; Folk, 1980) песчаники Чарской и Жарминской зон соответствуют ПШ и Кв-ПШ грауваккам и литаренитам, образованным при разрушении островных дуг.

Составы породообразующих окислов в песчаниках Чарской и Жарминской зон в целом схожи между собой. Относительно PAAS имеют более низкое содержание $Al_2O_3 = 13.4–20.7$, $Fe_2O_3 = 3–7.2$, $TiO_2 = 0.6–9.7$, $K_2O = 0.6–2$, $MnO = 0.07–0.22$ мас. %, но более высокое $MgO = 1.1–5.2$, $CaO = 0.4–7.6$ и $Na_2O = 3.2–7.1$ мас. % (Taylor, McLennan, 1985), что подразумевает относительно мафический источник. На бинарных диаграммах SiO_2 – породообразующие окислы наблюдаются отрицательные тренды относительно TiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 и MgO . На диаграмме редкоземельных элементов (РЗЭ), нормированной на хондрит, все спектры обогащены в области легких РЗЭ ($La_N/Yb_N = 4.3–7.2$), с небольшими минимумами по Eu и дифференцированы в области тяжелых РЗЭ ($Gd_N/Yb_N = 1.4–1.6$). На мультикомпонентной диаграмме, нормированной на примитивную мантию, наблюдаются минимумы по Ta и Nb относительно La ($Nb/La_{pm} = 0.29–0.4$, $Ta/La_{pm} = 0.27–0.46$) и Th ($Nb/Th_{pm} = 0.16–0.24$, $Ta/Th_{pm} = 0.17–0.28$). На классификационной диаграмме Петиджона (Pettijohn et al., 1983) точки составов образцов попадают в поле граувакковых песчаников. Основные химические индексы зрелости (CIA) и интенсивности (ICV) выветривания пород (Nesbitt, Young, 1982; Cox et al., 1995) для изученных образцов имеют широкий разброс значений CIA (67.5–72.7) и ICV (0.9–1.8). На диаграмме CIA–ICV точки составов попадают преимущественно в область незрелых слабовыветрелых пород. Часть образцов Жарминской зоны расположена в поле зрелых осадков, находясь при этом гораздо ближе к точке состава PAAS.

Изотопный состав Nd получен для трех образцов Чарской зоны (Ch-03-16, Ch-37-16, Ch-50-16) и одного образца Жарминской зоны (Zh-1-13). Они характеризуются отношениями $^{147}Sm/^{144}Nd = 0.1314, 0.1119, 0.1327, 0.1421$ и $^{143}Nd/^{144}Nd = 0.512824, 0.512810, 0.512797, 0.512763$ соответственно. Все образцы имеют положительные значения $\epsilon Nd(t) = +6.5, +7.6, +5.9, +4.8$ с модельным возрастом $T_{DM2} = 575, 522, 624, 709$ млн лет. Изотопный состав Lu–Hf в цирконах был получен для 45 точек в трех образцах Чарской зоны и 9 точек образца Жарминской зоны. В образце Ch-01-17 с пиком на 325 млн лет положительные значения $\epsilon Hf(t)$ варьируют в широком интервале от +0 до +13.8 с модельным возрастом T_{DMC} от 1350 до 457 млн лет. Тринадцать точек в образце Ch-37-16 с главным пиком на 330 млн лет также дают положительные значения $\epsilon Hf(t)$ от +5.5 до +13.5 с модельным возрастом T_{DM2} от 1020 до 488 млн лет. В образце Ch-03-16 зафиксированы самые высокие значения $\epsilon Hf(t)$ от +8 до +14 с модельным возрастом T_{DM2} от 653 до 413 млн лет. В образце Жарминской зоны (Zh-1-13) также получены положительные значения $\epsilon Hf(t)$ от +7.2 до +13.5 с модельным возрастом T_{DM2} от 896 до 371 млн лет.

В пределах Чарской и Жарминской зон восточного Казахстана наряду с надсубдукционными комплексами распространены толщи терригенных пород, сформированных в условиях преддугового бассейна или глубоководного желоба. По петрографическим и геохимическим классификациям исследуемые породы отвечают грауваккам и литаренитам. Содержание породообразующих окислов и редких элементов близко по составу к магматическим породам

надсубдукционного генезиса. Унимодальный характер распределения U-Pb возрастов цирконов и положительные изотопные значения $\epsilon\text{Nd}(t)$ и $\epsilon\text{Hf}(t)$ свидетельствуют об образовании песчаников в результате разрушения одной или двух внутриокеанических дуг ранне- и позднекарбонического возраста, сложенных магматическими породами с ювенильными изотопными характеристиками. Из полученных данных следует, что граувакковые песчаники Чарской и Жарминской зон восточного Казахстана были образованы на конвергентной окраине тихоокеанского типа в результате эрозии одной или нескольких внутриокеанических дуг.

Работы выполнены при поддержке Российского научного фонда (проекты № 20-77-10051 и № 21-77-20022), Российского фонда фундаментальных исследований (проект № 20-35-90091) и госзадания МОН РФ № АААА-А19-119072990020-6.

Список литературы

Хромых С.В. Позднепалеозойский базитовый магматизм Алтайской аккреционно-коллизонной системы (восточный Казахстан). Диссертация на соискание ученой степени доктора геол.-мин. наук. Новосибирск, 2021. 439 с.

Шутов В.Д. Классификация песчаников // Литология и полезные ископаемые. 1967. № 5. С. 86–102.

Buslov M.M., Safonova I.Yu., Watanabe T., Obut O., Fujiwara Y., Iwata K., Semakov N.N., Sugai Y., Smirnova L.V., Kazansky A.Yu. Evolution of the Paleo-Asian Ocean (Altai-Sayan region, Central Asia) and collision of possible Gondwana-derived terranes with the southern marginal part of the Siberian continent // Geosciences Journal. 2001. V. 5. P. 203–224.

Cox R., Lowe D.R., Cullers R. The influence of sediment recycling and basement composition on evolution of mudrock chemistry in the southwestern United States // Geochimica et Cosmochimica Acta. 1995. V. 59. P. 2919–2940.

Dickinson W.R., Berad L.S., Brakenridge G.R., Erjavec J.L., Ferguson R.C., Inman K.F., Knepp R.A., Lindberg F.A., Ryberg P.T. Provenance of North American Phanerozoic sandstones in relation-to-tectonic-setting // GSA Bulletin. 1983. V. 94. № 2. P. 222–235.

Folk R.L. Petrology of Sedimentary Rocks. Hemphill. Austin, Texas. 1980. 182 p.

Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. Nature 299, 715–717.

Pettijohn F.J. Sedimentary Rocks. Third Edition: New York, Harper and Row. 1983. 628 p.

Pettijohn F.J., Potter P.E., Siever R. Sand and sandstone. Springer-Verlag. New-York. 1972. 618 p.

Safonova I.Y., Simonov V.A., Kurganskaya E.V., Obut O.T., Romer R.L., Seltmann R. Late Paleozoic oceanic basalts hosted by the Char suture-shear zone, East Kazakhstan: Geological position, geochemistry, petrogenesis and tectonic setting Original Research Article // Journal of Asian Earth Sciences. 2012. V. 49. P. 20–39.

Safonova I., Komiya T., Romer R., Simonov V., Seltmann R., Rudnev S., Yamamoto Sh., Sun M. Supra-subduction igneous formations of the Char ophiolite belt, East Kazakhstan // Gondwana Research. 2018. V. 59. P. 159–179.

Safonova I., Perfilova A., Obut O., Kotler P., Aoki S., Komiya T., Wang B., Sun M. Traces of intra-oceanic arcs recorded in sandstones of eastern Kazakhstan: implications from U-Pb detrital zircon ages, geochemistry, and Nd-Hf isotopes // International Journal of Earth Sciences. 2021.

Taylor S.T., McLennan S.M. The continental crust: composition and evolution. Blackwell, Oxford. 1985. 312 p.

МИНЕРАЛОГИЯ РОЗОВОГО МРАМОРА (НОРВЕГИЯ, ФАУСКЁ)

Петракова А.И., Ветрова М.Н.

Санкт-Петербургский государственный университет, Институт наук о Земле, Санкт-Петербург,
angelina.petrakowa@yandex.ru

Норвежский розовый мрамор известный по всему миру под торговым названием «Норвежская роза» используется для декорирования с 19 века. Добыча породы ведется в районе Солтен (Северная Норвегия) с 1880-х годов (Heldal, 2006, 2000). В Санкт-Петербурге Норвежский мрамор можно встретить в декоре парадных лестниц особняка Спиридонова (рис. 1) на Фурштатской улице, 58 и особняка Кельха (рис. 2) на улице Чайковского, 28. Удивительным остается тот факт, что до сегодняшнего времени минеральный состав розового мрамора не изучался. Сочетание каких минералов обуславливает имеющееся разнообразие текстурных и цветовых характеристик этого декоративного камня, также является интересным вопросом.

Образцы розового мрамора были отобраны в ходе летней минералогической практики студентов СПбГУ 2019 г. Для изучения минералогии были применены методы макроскопического и петрографического описания (Leica DMLM) и метод энергодисперсионного рентгеноспектрального анализа (НИТАСНИ ТМ 3000). Исследования проводилось в ресурсных центрах СПбГУ (Рентгенодифракционные методы исследования и Микроскопии и микроанализа).

Макроскопическое изучение показало, что розовый мрамор имеет брекчиевидную структуру и состоит из доломита, кальцита, мусковита и зеленовато-серого амфибола (рис. 3). Доломит в рассматриваемой породе имеет белый цвет, он формирует гальку микрозернистой сахаровидной структуры, сцементированную розовым крупнозернистым (до 4 мм) кальцитом. Чешуйчатые агрегаты мусковита залегают вместе с зеленовато-серым амфиболом и образуют прожилки сетчатого строения.



Рис. 1. Особняк Спиридонова, фото А.И. Петраковой



Рис. 2. Особняк Кельха, фото М.Н. Ветровой



Рис. 3. Фото образца А.И. Петраковой

Более детальные исследования позволили диагностировать в составе Норвежского мрамора 9 минералов (табл. 1). Породообразующими являются кальцит (рис. 4) и доломит (с изоморфной примесью железа). Второстепенные минералы представлены мусковитом (с примесью магния, железа и натрия), жедритом (с примесью железа) и хлоритом (с примесью шамозитового компонента). Аксессуарные – циркон (с примесью кальция, алюминия магния), апатит, титанит, кварц.

Таблица 1. Диагностированные минералы

Минерал	Формула	Макроскопическое определение	Петрографическое определение	EDS
Кальцит	$CaCO_3$	+	+	+
Доломит	$CaMg(CO_3)_2$	+	+	+
Мусковит	$KAl_2(AlSi_3O_{10})(OH)_2$	+	+	+
Жедрит	$Mg_2(Mg_3Al_2)(Si_6Al_2)O_{22}(OH)_2$	–	+	+
Хлорит	$(Mg_5Al)(AlSi_3O_{10})(OH)_8$	+	–	+
Циркон	$Zr(SiO_4)$	–	+	+
Апатит	$Ca_5(PO_4)_3$	–	+	+
Титанит	$CaTi(SiO_4)O$	–	–	+
Кварц	SiO_2	–	+	+

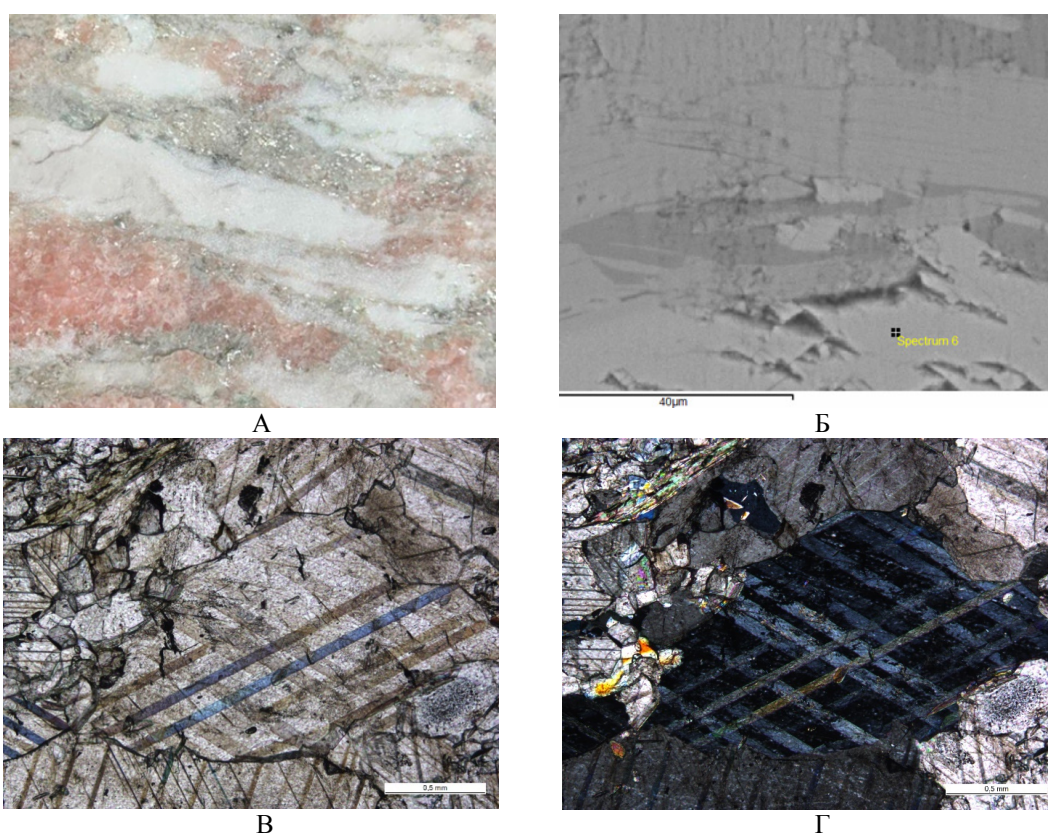


Рис. 4. Фотографии норвежского мрамора:

А – вид в свежем сколе; Б – изображение в обратно рассеянных электронах; В – кальцит в петрографическом шлифе, проходящий свет; Г – кальцит в петрографическом шлифе, скрещенные николи

В результате проведенной работы, в составе Норвежского розового мрамора удалось диагностировать 9 минералов: кальцит и доломит – породообразующие, мусковит, жедрит и хлорит – второстепенные, и циркон, апатит, титанит, кварц как акцессорные. Открытым остается вопрос природы розовой окраски чистого кальцита, который требует дальнейших исследований.

Список литературы

Heldal T., Lindahl I., Melezhiik V. Marble deposits in the Salten Region, Nordland County, Norway // Pnastina-project, Geological Survey of Norway, 2006. 8 p.

Heldal T., Gorokhov I., Roberts D., Fallick A.E. Depositional environment and apparent age of the Fauske carbonate conglomerate, North Norwegian Caledonides // OAI, 2000. 23 p.

ГЕОХИМИЧЕСКИЕ УСЛОВИЯ СРЕДЫ ОСАДКОНАКОПЛЕНИЯ ПРИ ФОРМИРОВАНИИ МОРСКИХ ООИДОВЫХ ЖЕЛЕЗНЯКОВ ЗАПАДНОЙ СИБИРИ: ФАКТОРЫ И ИНДИКАТОРЫ КОНТРОЛЯ

Рудмин М.А.

Томский политехнический университет, Томск, rudminma@tpu.ru

Фанерозойские ооидовые железняки – это осадочные породы хемогенной природы, в составе которых имеется более 5 % железосодержащих ооидов и пелоидов, или 15 вес. % валового Fe_2O_3 (Young, 1989). Источники металлов, механизмы их мобилизации и транспортировки, условия формирования минералов в этих залежах остаются предметом фундаментальных споров (Kimberley, 1994; Rudmin et al., 2019).

В аспекте образования ооидов и пелоидов железняков разными авторами рассматривается до 9 различных моделей (Kimberley, 1979; Young, 1989). Наиболее распространенными являются пять основных теорий. Первая – замещение древних карбонатных (арагонитовых) структур (реликтовых) при циркуляции железосодержащих метеорных вод. Вторая теория трактует формирование ооидов непосредственно при осаждении из морской воды в силу адсорбционных процессов (Chan et al., 2007). Третья – образование рассеянных элементов в глинах или микроконкрециях в осадках в условиях спокойного гидродинамического режима с последующим переносом их в области прибрежных баров. Четвертая теория защищает метасоматическую природу ооидовых структур по типу реакций Лизеганга (Gehring, 1989). Сегодня в научном обществе поднимается пятая теория о биогенной природе железистых сфероидов (Burkhalter, 1995; García-Hidalgo et al., 2018). Частичное отражение подобного микробиального процесса в последние годы было зафиксировано для меловых железняков котловины Бахария в Египте (Salama et al., 2013).

В этой работе представлены результаты петрографических, геохимических (ЛА-ИСП-МС), микроскопических (СЭМ с ЭДС, ПЭМ) и спектроскопических (Раман-спектроскопия) исследований, свидетельствующие о различных процессах минералообразования во время накопления морских железняков верхнемеловых и палеогеновых толщ Западной Сибири.

Изучаемые осадочные толщи распространены вдоль восточной и юго-восточной части Западно-Сибирской плиты и представляют собой часть Западно-Сибирского железорудного бассейна (Белоус и др., 1964), ресурсы которого по разным оценкам превышают более 400 млрд тонн (Белоус и др., 1964; Мазуров и др., 2006). Бакчарское месторождения – это наиболее разведанный и крупный рудный объект в пределах бассейна. Осадочная толща месторождения является репрезентативным разрезом всего бассейна и сложена верхнемеловыми и палеогеновыми свитами, которые вмещают три основных рудных горизонта (нарымский, колпашевский и бакчарский). Мощность железорудных отложений в пределах месторождения составляет около 80 м. Осадочная толща состоит из песчаников, алевролитов, глин и гравелитов, с протяженными пластами и линзами железняков.

Форменные элементы в составе железных руд характеризуются различной морфологией и внутренней структурой. Они подразделяются на ооиды, пелоиды, кортоиды (покрытые грани), интракласты и микроонкоиды. Ооиды – сферические (или слабо эллиптические) зёрна с размером в диаметре не более 0.5 мм и состоят из ядра или бесструктурного (микритового) центра и, покрывающего центральную часть, концентрически-зонального микрослоя (кортекса). В структуре ооидов часто присутствуют минеральные включения (фосфат и редкие сульфиды) и микротрещины. Микротрещины имеют толщину от 0.5 до 18 мкм, часто развиваются с утонением от центральной части к периферии кортекса и заполняются гётитом с содержанием до 3 % P_2O_5 . Концентрически-зональный микрослой ооидов и основная матрица пелоидов представлен минеральной смесью гётита (или гидрогётита) и бертьерина в различных пропорциях, что обеспечивает микрозональность. В редких случаях кортекс ооидов и пелоиды замещаются сидеритом.

Интракласты – это фрагменты (обломки) железняков размером от 50 до 2000 мкм, сцементированные гетитом или глинистым микритом, которые не имеют следов переноса, что указывает на их накопление вблизи зоны первичной седиментации. Разновидностью интракластов являются «ботриоидальные» зёрна (или «ботриоиды»), которые характеризуются как округлые агрегаты, включающие в себя ранее сформированные ооиды (2 и более), связанные гетитовым цементом. Повышенная доля интракластов характерна для границ коньяк-сантон и палеоцен-эоцен в разрезе месторождения. Микроонкоиды – это сферические и эллиптические формы размером до 2 мм, которые имеют биоморфное внутреннее строение. Минеральная матрица микроонкоидов схожа с ооидами и пелоидами. При максимальных увеличениях в микроонкоидах фиксируются нанотрубчатые бактериоморфы (размер 100–2000 нм) и минерализованные микробные пленки (рис. 1). Рамановские спектры этих форм показывают пики в диапазоне частот 1100–1700 см⁻¹, что указывает на следы липидов и углеводов. Также в микроонкоидах встречаются редкие нитчатые бактериоморфы длиной от 30 до 72 нм и шириной от 1 до 3 нм, которые могут соответствовать цианофагам. Также в структуре железняков отмечаются формы химического осаждения минералов в поровом пространстве – колломорфные и кристаллические агрегаты гетита.

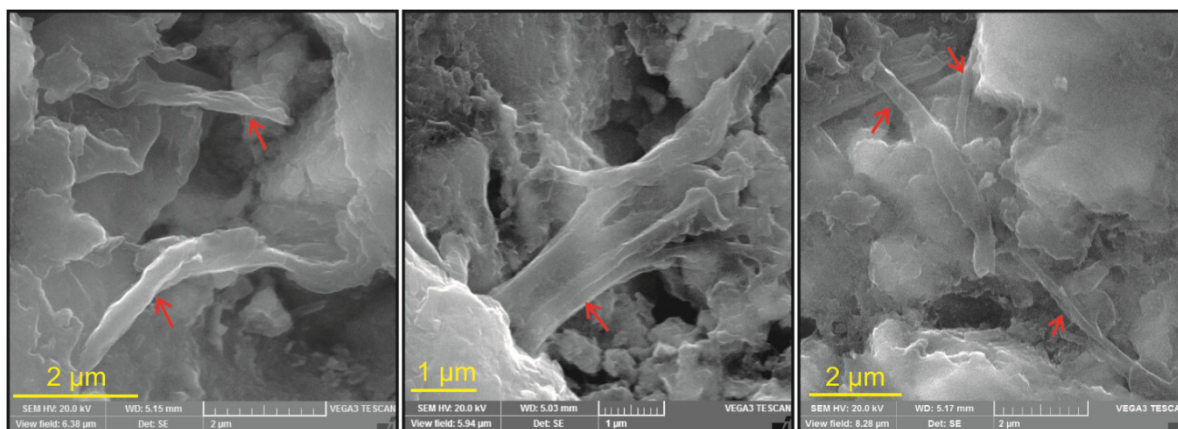


Рис. 1. СЭМ-фотографии, показывающие нанотрубчатые бактериоморфы и минерализованные микробные плёнки в микроонкоидах

Микрогеохимия основных форменных элементов характеризуется следующими особенностями. В относительно высоких концентрациях в кортексе ооидов и матрице пелоидов присутствуют As и Zn (>170 ppm), в то время как в пониженных концентрациях (<200 ppm) – Co, Cr, Cu, Ni и Pb. В целом ооиды и пелоиды относительно обогащены As, Co, Ni, Zn, Pb, W, Cr и U и обеднены Cu, Sr, Zr, Hf и Ba по сравнению со средними содержаниями в земной коре (Taylor and McLennan, 1985). При этом концентрации Bi и Th сопоставимы с кларками. Ооиды отличаются от пелоидов более высоким содержанием U, Th, Ni и Cr, в то время как пелоиды демонстрируют широкие вариации содержаний Cr, Bi, Th и U. Генетические геохимические отношения (а) (Ni+Co) и (As+Cu+Mo+Pb+V+Zn) и (б) Co/Zn и (Co+Ni+Cu) подтверждают гидротермальную природу железа для изучаемых объектов.

Органические остатки (биокласты) встречаются во многих интервалах осадочной толщи. Они характеризуются хорошо сохранившейся внутренней структурой минерализованных водорослей и тканей. В биокластах часто образуется сидерит в виде микроконкреций или кортоидов, которые также представлен в породах как цемент. Диаметр сидеритовых микроконкреций варьируется от 15 до 250 мкм. Органические остатки часто минерализуются пиритом, наиболее распространенной разновидностью которого являются фрамбоиды с диаметром менее 20 мкм. Пирротин и грейгит также встречаются в органических фрагментах. Микроглобули и сферулы (наноккокковые бактериоморфы) распространены в железняках месторождения в виде пирита, вюрцита, барита и сульфидных конкреций. Диаметр глобулярных форм сульфидов железа

и вюрцита колеблется от 40 до 800 нм. Фосфатные сферулы микронного размера, содержащие редкоземельные элементы (аутигенный монацит или рабдофан), встречаются в матрице ооидов и пелоидов, скопления которых иногда образуют отдельные концентры. В редких случаях в цементе железняков отмечается удлиненный вивианит (максимальная длина около 50 мкм).

Месторождения морских железняков Западной Сибири включают в себя широкий спектр абиогенных минеральных форм со следами микробной активности в структуре микроооидов. Как адсорбция, так и бактериальные процессы контролировали морфологический, минералогический и химический состав железистых ооидов, пелоидов и микроооидов. Физико-химические условия поровой воды регулировали абиогенное образование ооидов и пелоидов путем адсорбции. В то время как бертьерин-гётитовый кортекс ооидов формировался в кислородной или субкислородной среде, редкие сидеритовые пластинки отражают аноксические условия. Микробное посредничество было возможно для аутигенного образования бертьерина и гётита (оба локально), пирита, сидерита, грейгита, пирротина, вюрцита, барита, сульфида As-Ni-Co-Fe и, вероятно, монацита (или рабдофана). Сидерит, пирит, реже грейгит или пирротин образуются исключительно в органических остатках. Гётит с высоким содержанием фосфора и бертьерин в составе микроооидов являются результатом деятельности железоредуцирующих бактерий. Раман-пики, показывающие липиды и углеводы, подтверждают бактериальное происхождение микроооидов. Наноразмерные бактериоморфы в микроооидах похожи на цианофаги, которые могли быть термофилами. Повышенная доля интракластов в основании ипатовской и люлинворской свит, отмечающие границы коньяк-сантон и палеоцен-эоцен, соответственно, предполагают их распространение во время локальных тектонических событий.

Подробная минералогия и спектроскопия железистых сфероидов, предполагает активность низкотемпературных сипов, которые приводили к накоплению осадков ооидовых железняков. Геохимические характеристики основных минеральных фаз свидетельствует на гидротермальный источник железа и других металлов для рассматриваемых рудных месторождений Западной Сибири.

Работа выполнена в рамках гранта Российского научного фонда № 21-17-00019.

Список литературы

- Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР, 1964. 448 с.
- Мазуров А.К., Боярко Г.Ю., Емешев В.Г., Комаров А.В. Перспективы освоения Бакчарского железорудного месторождения, Томская область // Руды и металлы. 2006. Т. 2. С. 64–70.
- Burkhalter R.M. Ooidal ironstones and ferruginous microbialites: origin and relation to sequence stratigraphy (Aalenian and Bajocian, Swiss Jura mountains) // Sedimentology. 1995. V. 42. № 1. P. 57–74.
- Chan M.A., Ormo J., Park A.J., Stich M., Souza-Egipsy V., Komatsu G. Models of iron oxide concretion formation: field, numerical, and laboratory comparisons // Geofluids. 2007. V. 7. № 3. P. 356–368.
- García-Hidalgo J.F., Elorza J., Gil-Gil J., Herrero J.M., Segura M. Evidence of synsedimentary microbial activity and iron deposition in ferruginous crusts of the Late Cenomanian Utrillas Formation (Iberian Basin, central Spain) // Sedimentary Geology. 2018. V. 364. P. 24–41.
- Gehring A.U. The formation of goethitic ooids in condensed Jurassic deposits in northern Switzerland // Geological Society Special Publication. 1989. V. 46. P. 133–139.
- Kimberley M.M. Debate about ironstone: has solute supply been surficial weathering, hydrothermal convection, or exhalation of deep fluids? // Terra Nova. 1994. V. 6. № 2. P. 116–132.
- Kimberley M.M. Origin of Oolitic Iron Formations // SEPM Journal of Sedimentary Research. 1979. V. 49. № 1. P. 111–131.
- Rudmin M., Mazurov A., Banerjee S. Origin of ooidal ironstones in relation to warming events: Cretaceous-Eocene Bakchar deposit, south-east Western Siberia // Marine and Petroleum Geology. 2019. V. 100. P. 309–325.
- Salama W., Aref M.M. El, Gaupp R. Mineral evolution and processes of ferruginous microbialite accretion – an example from the Middle Eocene stromatolitic and ooidal ironstones of the Bahariya Depression, Western Desert, Egypt // Geobiology. 2013. V. 11. № 1. P. 15–28.
- Taylor S.R., McLennan S.M. The Continental Crust: Its Composition and Evolution. An Examination of the Geochemical Record Preserved in Sedimentary Rocks. : Blackwell, Oxford, 1985. 312 pp.
- Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // Geological Society, London, Special Publications. 1989. V. 46. № 1. P. 9–25.

ГЛАУКОНИТ И БЕНТОНИТ КАК ОСНОВНОЙ МИНЕРАЛЬНЫЙ МАТЕРИАЛ ДЛЯ СОЗДАНИЯ ЭФФЕКТИВНЫХ И ЭКОЛОГИЧЕСКИ БЕЗОПАСНЫХ УДОБРЕНИЙ

Рудмин М.А.

Томский политехнический университет, Томск, rudminma@tpu.ru

Сегодня в глобальной задаче рационального и эффективного природопользования отдельное внимание отводится вовлечению в промышленность вмещающих пород и горных отходов месторождений. В тоже время общемировая тенденция к повышению качества агрохозяйства при экологической безопасности мотивирует исследование и освоение новых месторождений или горных отходов для производства минеральных удобрений (Basak et al., 2017). За последние 50 лет мировое сельскохозяйственное производство увеличилось более чем в два раза (Tilman et al., 2002) при это в последнее время заметно увеличилось глобальное применение азота в различной форме (Matson et al., 1997). Высокий уровень внесения различных форм азота с уменьшением эффективности его усвоения способствует серьезному загрязнению окружающей среды, что отражается в ухудшении качества воды, эвтрофикации прибрежных морских экосистем, развитии фотохимического смога и повышении глобальной концентрации закиси азота как парникового газа (Vitousek et al., 2009). Преодоление этой проблемы может быть достигнуто с использованием удобрений «нового поколения», к которым относятся удобрения пролонгированного и контролируемого действия, так называемые «slow-release fertilizers – SRF» или «controlled-release fertilizers – CRF» или авторское предложение «смарт-удобрения» (Borges et al., 2015; Рудмин и др., 2021). Основная функция подобных удобрений заключается в постепенной или подконтрольной отдаче нутриентов растениям. Сегодня в качестве основных составных компонентов таких удобрений рассматриваются полимеры или минералы. При этом глинистые минералы занимают особое положение, поскольку являются достаточно дешевым материалом (Golbashy et al., 2017). Цель данных исследований заключалась в оценке взаимодействия между бентонитом или глауконитом и мочевиной (в соотношении 2:3) при механической активации в планетарной и кольцевой мельницах для создания смарт-удобрений. Идея заключалась в изучении не только интрекаляции, но и возможной адсорбции с капсулированием активированного минерала в оболочку из мочевины. Такой опыт перспективен для создания комплексного удобрения с несколькими функциями, при которых нутриенты будут иметь разные связи в композите, а, следовательно, и высвобождаваться с различной скоростью.

Методика опытов и исследований заключалась в следующем. Изначально были подготовлены сухие смеси из минерала (бентонит или глауконит) и мочевины в соотношениях 2:3, то есть при слабом избытке азота для возможности оценить повторное инкапсулирование избыточным веществом (азотом). В итоге 12 смесей на основе бентонита (смектита) или глауконита были активированы в различных вариантах времени (3 для каждого способа) в двух мельницах. Два варианта активации было изучено. Один из них выполнялся в кольцевой мельнице (ROCKLABS Standard Ring Mill). Три смеси бентонита/глауконита и мочевины (каждая весом 20 г) в соотношении 2:3, полученные после 30, 60 или 120 минут активации в кольцевой мельнице, обозначались как S2N3-rm30, S2N3-rm60, S2N3-rm120 и G2N3-rm30, G2N3-rm60, G2N3-rm120, соответственно. Активация тех же исходных смесей проводилась отдельно в планетарной мельнице для соотношения 2:3 в течении 10, 20 или 30 минут с получением композитов S2N3-pm10, S2N3-pm20, S2N3-pm30 и G2N3-pm10, G2N3-pm20, G2N3-pm30, соответственно. Активированные продукты исследовались следующим комплексом методов: сканирующая электронная микроскопия (СЭМ), рентгенодифракционный анализ (РДА), инфракрасная спектроскопия, термогравиметрический (ТГА) и дифференциальный термический (ДТА) анализы.

Механическая активация сухой смеси мочевины и глинистого минерала приводит к образованию различных композитов, характеристики и полезные свойства которых зависят от

техники истирания, продолжительности работы мельницы, типа минерала и соотношения минерал-мочевина. Мочевина модифицируется после активации в следующие формы: интеркалированная в глинистый минерал, однородное внешнее покрытие и тонкая прерывистая пленка. Степень внедрения мочевины в бентонит (сметит) или глауконит незначительно изменяется в зависимости от активации в планетарной или кольцевой мельнице. Основные выводы относительно активации смесей мочевины и глинистых минералов (монтмориллонит-бейделит, или глауконит с индийской стороны) заключаются в следующем.

Доля интеркалированной мочевины в сметите изменяется с 25 % до 26.4 % по мере увеличения времени активации с 30 до 120 минут в кольцевой мельнице. По мере увеличения времени активации утолщается пленка по активированной части сметита (с азотом в межслоевой структуре) из избыточной мочевины и становится сплошной (рис. 1 А-Б). Доля интеркалированной мочевины в сметите также незначительно увеличивается с 27 % до 28.3 % по мере увеличения времени работы планетарной мельницы с 10 до 30 минут. Кроме того, внешнее сплошное покрытие, состоящее из избыточной мочевины, утолщается с увеличением времени активации и формируется по повышенной доли минеральных частиц композита относительно приготовления в кольцевой мельнице.

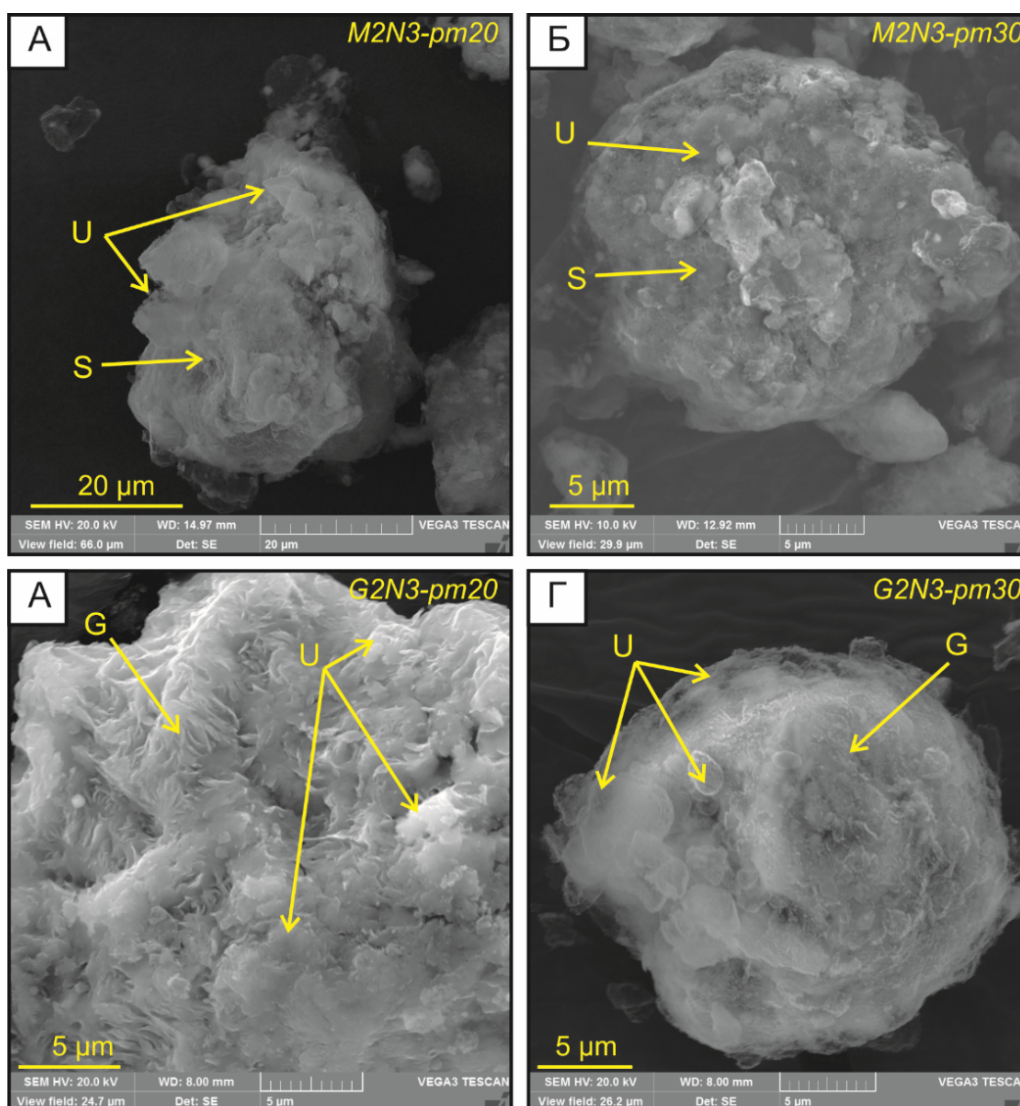


Рис. 1. Репрезентативные СЭМ-изображения композитов, приготовленных путем активации бентонит (S, сметита) или глауконита (G) и мочевины (U) в соотношении 2:3 в планетарной мельнице

Доля интеркалированной мочевины в глауконите умеренно изменяется с 20.2 % до 21.7 % при увеличении времени активации смесей G2N3 в планетарной мельнице с 10 до 30 минут. Степень интеркаляции существенно снижается (с 28.3 до 21.7 %) для смеси на основе глауконита относительно смектита при использовании планетарной мельницы. Однако внешнее покрытие из микроагрегатов мочевины по глаукониту с течением времени также утолщается и формируется по повышенной доли (около 60 % для 30-минутной операции) минеральных частиц композита (рис. 1 В-Г). Доля интеркалированной мочевины в глауконите изменяется с 24.6 % до 26 % при увеличении активации смесей с 30 до 120 минут в кольцевой мельнице. То есть степень интеркаляции остается практически одинаковой даже после замены ингибитора на глауконит. Внешняя пленка мочевины по глаукониту характеризуется синхронным развитием как и при активации смесей смектит-мочевина в кольцевой мельнице. По мере увеличения времени активации утолщается пленка по интеркалированной части глауконита из избыточной мочевины и становится сплошной. Композиты, изготовленные из смесей глауконит-мочевина (2:3), демонстрируют лучшее интеркалирование в кольцевой мельнице, чем в планетарной мельнице. Избыток мочевины преобразуется в относительно толстый внешний микрослой во время планетарного измельчения в течении 30 минут. Композиты, изготовленные из смесей бентонит-мочевина (2:3), демонстрируют схожую степень интеркаляции, активированную либо в планетарной, либо в кольцевой мельнице. Однако сплошное покрытие мочевиной возможно только при технологии с планетарной мельницей.

В итоге механохимическая активация смесей смектит-мочевина и глауконит-мочевина в соотношении 2:3 позволила выявить систематическое изменение внутренней структуры минералов, интеркаляцию азота с начала активации, формирование азотного покрытия по мере увеличения времени работы мельниц. Приготовленные композиты представляют собой глинистый минерал с интеркалированным азотом в ядре и внешнюю микрокапсулу из карбамида. Внешняя азотная оболочка лучше формируется по мере увеличения времени активации в планетарной мельнице относительно кольцевой. Активированные композиты обладают потенциалом для их использования как SRF с несколькими полезными функциями. Особенно композиты S2N3-рm30 и S2N3-рm120. Эти композиты с двумя типами азота изначально будут высвобождать питательные вещества с высокой скоростью за счёт внешней пленки или покрытия из мочевины. А впоследствии – питательные вещества из интеркалированной структуры с пониженной или контролируемой скоростью. Кроме того, композиты на основе глауконита будут выделять калий, что позволяет их квалифицировать как комплексные удобрения с контролируемым высвобождением.

Работа выполнена в рамках гранта Российского фонда фундаментальных исследований № 19-55-45002.

Список литературы

- Рудмин М.А., Рева И.В., Якич Т.Ю., Соктоев Б.Р., Буяков А.С., Табакаев Р.Б., Ибраева К. Монтмориллонит как перспективный композитный минерал для создания современных удобрений пролонгированного действия // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов. 2021. Т. 332. № 1. С. 14–22.
- Basak B.B., Sarkar B., Biswas D.R., Sarkar S., Sanderson P., Naidu R. Bio-Intervention of Naturally Occurring Silicate Minerals for Alternative Source of Potassium: Challenges and Opportunities // *Advances in Agronomy*. 2017. V. 141. P. 115–145.
- Borges R., Brunatto S.F., Leitão A.A., De Carvalho G.S.G., Wypych F. Solid-state mechanochemical activation of clay minerals and soluble phosphate mixtures to obtain slow-release fertilizers // *Clay Minerals*. 2015. V. 50. N 02. P. 153–162.
- Golbashy M., Sabahi H., Allahdadi I., Nazokdast H., Hosseini M. Synthesis of highly intercalated urea-clay nanocomposite via domestic montmorillonite as eco-friendly slow-release fertilizer // *Archives of Agronomy and Soil Science*. 2017. V. 63. N 1. P. 84–95.
- Matson P.A., Parton W.J., Power A.G., Swift M.J. Agricultural intensification and ecosystem properties // *Science*. 1997. V. 277. N 5325. P. 504–509.
- Tilman D., Cassman K.G., Matson P.A., Naylor R., Polasky S. Agricultural sustainability and intensive production practices // *Nature*. 2002. V. 418. N 6898. P. 671–677.
- Vitousek P.M., Taylor R., Crews T., David M.B., Drinkwater L.E., Holland E., Johnes P.J., Katzenberger J., Martinelli L.A., Matson P.A., Nziuguheba G., Ojima D., Palm C.A., Robertson G.P., Sanchez P.A., Townsend A.R., Zhang F.S. Nutrient imbalances in agricultural development // *Science*. 2009. V. 324. N 5934. P. 1519–20.

НАХОДКИ ДРЕВНЕГО ЦИРКОНА В ГАББРОИДАХ ХРЕБТА ШАКА (ЮЖНАЯ АТЛАНТИКА)

Румянцева Н.А.

Всероссийский научно-исследовательский институт геологии и минеральных ресурсов Мирового океана
имени академика И.С. Грамберга, Санкт-Петербург, rutyancevanai@gmail.com

Введение. За последние десятилетия находки древнего циркона в молодых породах Мирового Океана перестали быть редкостью. Практически все известные находки «древних» цирконов-ксенокристов имеют отношение к Срединно-Атлантическому хребту в Южной Атлантике (Беляцкий и др., 1997; Шарков и др., 2004; Бортников и др., 2008, 2019; Костицын и др., 2009, 2015, 2018; Аранович и др., 2013; Кременецкий и др., 2018; Шулятин и др., 2019). Данный район Мирового океана систематически исследовался на протяжении последних лет. Для Индийского океана аналогичные данные весьма лимитированы (Torsvik et al., 2013; Cheng et al., 2016; Ashwal et al., 2017). Циркон зачастую является единственным сохраняющимся минералом из пород древней коры, поэтому он выступает уникальным индикатором корообразующих процессов. Установлено, что циркон сохраняет в себе изотопно-геохимические метки и несет информацию о переработке древней коры вследствие различных геодинамических процессов (Pilot et al., 1998, Cheng et al., 2016; Ashwal et al., 2017; Bea et al., 2020).

В настоящем докладе представлены результаты датирования (U-Pb метод, SHRIMP-II) и геохимические данные (редкие и редкоземельные элементы) для ксенокристов циркона, выделенных из магматических пород хребта Шака. Работа основана на результатах драгированного донно-каменного материала в ходе рейса НЭС «Академик Федоров» весной 2016 года в пределах акватории хребта Шака.

Методы исследования. Зерна циркона были извлечены из вмещающих пород при помощи стандартных методик с использованием электромагнитной сепарации и тяжелых жидкостей в ИГГД РАН. Датирование циркона U-Pb методом проведено на ионном микрозонде SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ по стандартным методикам с предварительным анализом катодолюминесцентных изображений зерен циркона. Измерение редкоэлементного состава циркона проводилось с помощью ионного микрозонда Cameca IMS-4f в ЯФ ФТИАН.

Результаты исследований. Циркон из обр. 3-2-55 образует дискордию со значением верхнего пересечения около 2.81 Ga и нижнего пересечения около 590 Ma (рис. 1). Возраст верхнего пересечения можно рассматривать как время магматической кристаллизации циркона, нижнего пересечения – как наложенное термальное событие (метаморфизм, Skublov et al., inpress). Циркон из обр. 3-1-1 образует конкордантный кластер с возрастом около 180 Ma. $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$ -возраст циркона из обр. 3-2-11 варьирует от 490 до 610 Ma с преобладанием значений около 520–550 Ma. В обр. 3-2-23 наблюдается значительный разброс возраста циркона – в основном от 500 до 1100 Ma с единичными значениями палеопротерозойского и архейского возраста.

Спектры распределения REE (рис. 2а) для всех проб имеют дифференцированный характер с увеличением содержания от легких к тяжелым REE. Отчетливо выделяются положительные Ce- и отрицательные Eu-аномалии. Такой характер распределения REE является типичным для циркона магматического генезиса.

Grimes et al. (2007, 2009, 2015) продемонстрировал, что происхождение магматического циркона, который кристаллизовался в различных геодинамических обстановках – континентальных и океанических, может быть распознано на основе содержания в минерале ряда редких элементов (например, Yb, U и Y). На диаграмме Y – U/Yb (рис. 2б) весь рассматриваемый циркон располагается в фигуративном поле континентального циркона.

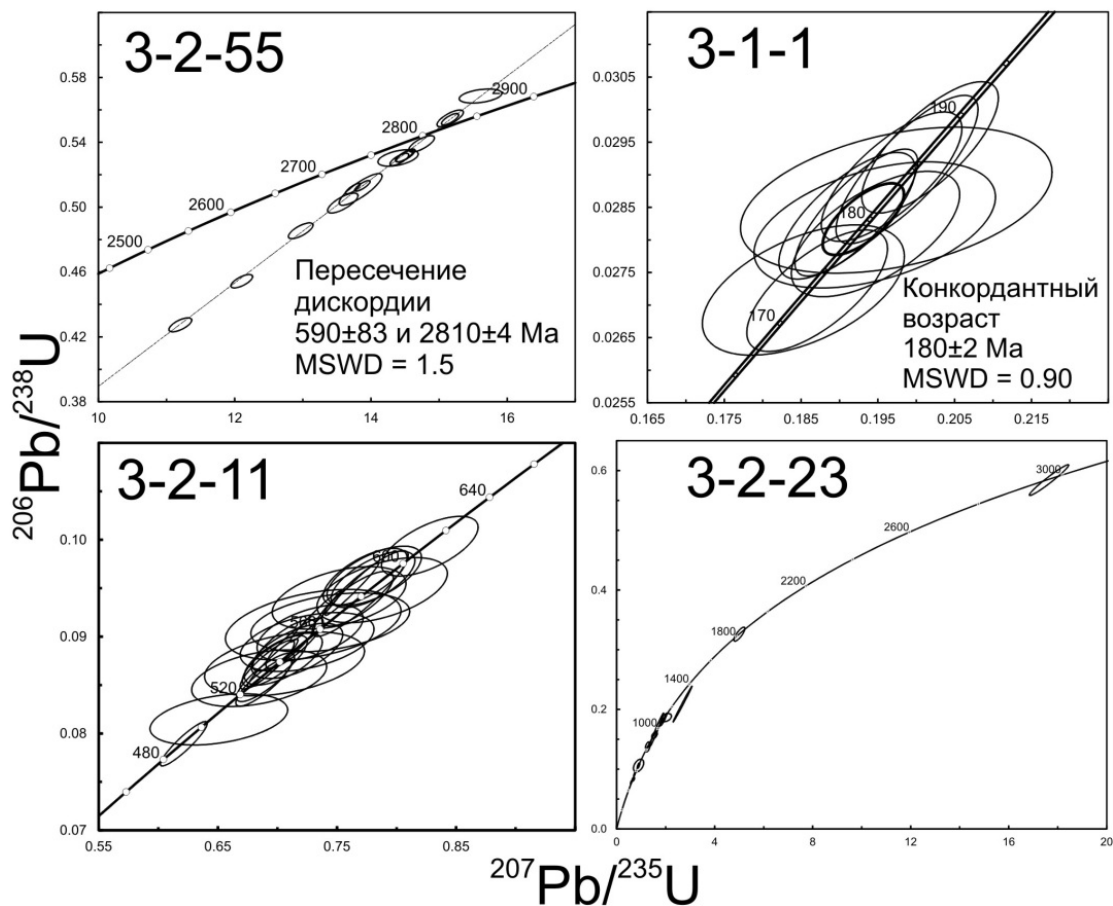


Рис. 1. Диаграмма с конкордией для для циркона из габброидов хребта Шака.
 Размер эллипсов погрешностей отвечает 2σ

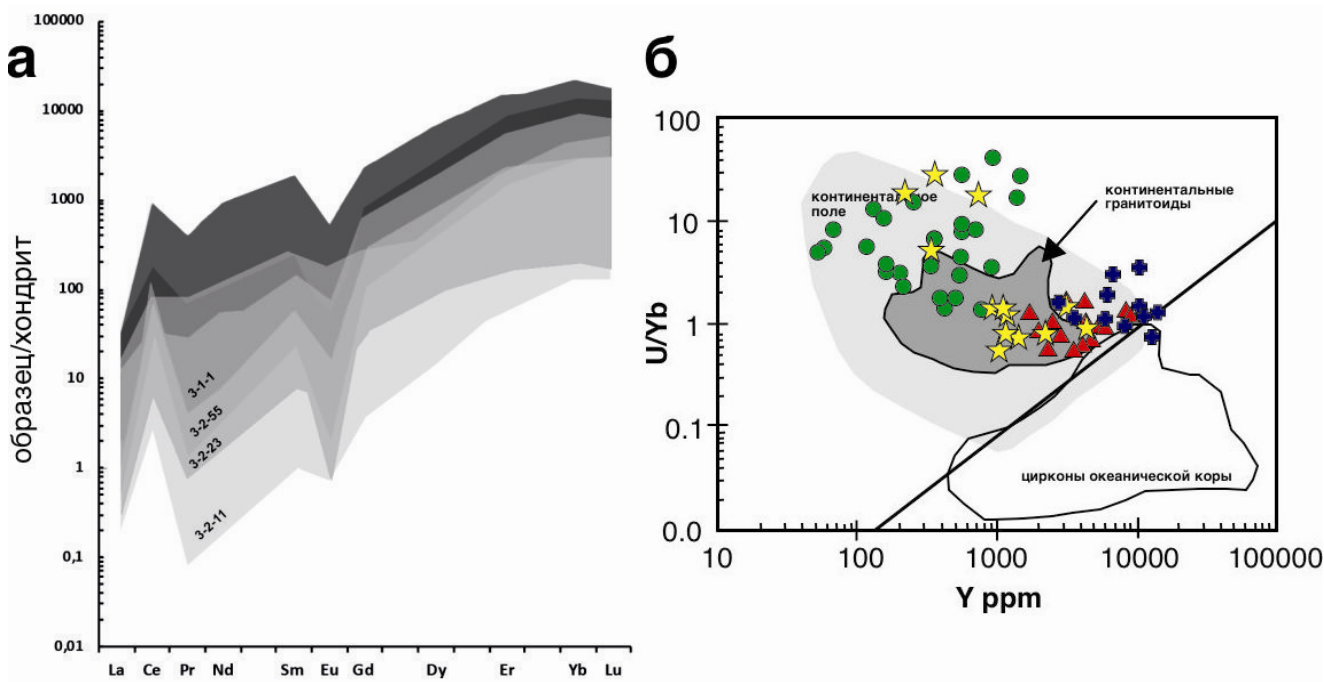


Рис. 2. а – Спектры распределения REE для циркона, нормированные на хондрит CI;
 б – Y–U/Yb дискриминационная диаграмма для циркона, по (Grimesetal., 2007):
 кружки – обр. 3-2-11, треугольники – обр. 3-2-55, звездочки – обр. 3-2-23, кресты – обр. 3-1-1

Значения Th/U отношения для циркона из рассматриваемых проб следующие: в обр. 3-2-55 от 0.59 до 7.77 (в среднем 1.51), в обр. 3-1-1 от 0.78 до 19.38 (в среднем 4.03), в обр. 3-2-11 от 0.03 до 0.30 (в среднем 0.13), в обр. 3-2-23 от 0.01 до 1.98 (в среднем 1). Большая часть зерен имеет значения Th/U отношения, характерные для циркона магматического происхождения. В обр. 3-2-11 и 3-2-23 также зафиксировано несколько точек со значениями Th/U отношения <0.07, что указывает на возможную метаморфическую природу их образования.

Еще одним эффективным критерием происхождения циркона является содержание Li (Ushikubo et al., 2008; Bouvier et al., 2012). Циркон из пород океанической коры характеризуется экстремально низким содержанием Li – не более 0.01 ppm, тогда как в цирконе из пород континентальной коры, как правило, содержание Li укладывается в интервал 1–100 ppm (Ushikubo et al. 2008; Grimes et al. 2011). В рассматриваемом цирконе из обр. 3-1-1 содержание Li варьирует от 0.22 до 3.77 ppm, в цирконе из обр. 3-2-11 – от 0.42 до 113 ppm, в цирконе из обр. 3-2-23 – от 0.24 до 31.9 ppm. В цирконе из обр. 3-2-55 содержание Li варьирует в пределах 1.8–50 ppm при среднем содержании 16 ppm. Для всех четырех образцов уровень содержания Li в разной степени указывает на то, что он относится к циркону континентальной коры.

Выводы. В габброидах хребта Шака установлен ксеногенный циркон, U-Pb изотопная система которого зафиксировала возраст от архейских значений около 2.81 Ga до мезозойских – 180 Ma. Проанализированный циркон имеет геохимические характеристики магматического происхождения – дифференцированные от легких к тяжелым REE спектры распределения с четко проявленными положительной Ce- и отрицательной Eu-аномалиями, высокие значения величины Th/U отношения. На дискриминационных диаграммах К. Граймса (Grimes et al., 2007) по соотношению Yb, U и Y рассматриваемый циркон попадает в область циркона из пород континентальной коры, в том числе и в поле гранитоидов. На коровый источник ксенокристов также указывает повышенное содержание Li в цирконе. Скорее всего, эти данные отражают множественность источников поступления ксенокристов циркона.

Список литературы

Аранович Л.Я., Зингер Т.Ф., Бортников Н.С., Шарков Е.В., Антонов А.В. Циркон из габброидов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта (впадина Маркова, 6° с.ш.): корреляция геохимических особенностей с петрогенетическими процессами // Петрология. 2013. Т. 21. № 1. С. 4–19.

Беляцкий Б.В., Левский Л.К., Трухалев А.И., Погребницкий Ю.Е., Васильева И.М., Куренцова Н.А. Докембрийский гранито-гнейс в Срединно-Атлантическом хребте (26° с.ш.): результаты U-Pb датирования и SM-ND изотопных исследований // Геохимия. 1997. Т. 35. № 8. С. 876–880.

Бортников Н.С., Шарков Е.В., Богатилов О.А., Зингер Т.Ф., Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Сергеев С.А. Находки молодых и древних цирконов в габброидах впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°30.6'–5°32.4' С.Ш. (результаты SHRIMP-IIU-Pb-датирования): значение для понимания глубинной геодинамики современных океанов // ДАН. 2008. Т. 421. № 2. С. 240–248.

Бортников Н.С., Силантьев С.А., Беа Ф., Монтеро П., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г., Шарков Е.В. U-Pb датирование, соотношение изотопов кислорода и гафния в цирконе пород внутренних океанических комплексов Срединно-Атлантического хребта: свидетельства взаимодействия молодой и древней кор в зоне спрединга дна океана // ДАН. 2019. Т. 489. № 5. С. 49–55.

Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Бортников Н.С., Шарков Е.В. Циркон в габброидах из осевой зоны Срединно-Атлантического хребта: U-Pb-возраст и ¹⁷⁶Hf/¹⁷⁷Hf-отношения (результаты исследований методом лазерной абляции) // ДАН. 2009. Т. 428. № 5. С. 654–658.

Костицын Ю.А., Белоусова Е.А., Силантьев С.А., Бортников Н.С., Аносова М.О. Современные проблемы геохимических и U-Pb геохронологических исследований циркона в океанических породах // Геохимия. 2015. № 9. С. 771–800.

Костицын Ю.А., Силантьев С.А., Аносова М.О., Шабыкова В.В., Сколотнев С.Г. Возраст плутонических пород разлома Вима (Центральная Атлантика) и природа их мантийных источников // Геохимия. 2018. № 2. С. 97–119.

Кременецкий А.А., Громалова Н.А., Сколотнев С.Г., Шулятин О.Г., Белоусова Е.А. Источники вещества магматических пород глубоководного ложа Северного Ледовитого океана и Центральной Атлантики по данным U-Pb-возраста, изотопии Hf и геохимии РЗЭ цирконов // ДАН. 2018. Т. 481. № 2. С. 169–173.

Шарков Е.В., Бортников Н.С., Богатилов О.А., Беляцкий Б.В., Зингер Т.Ф., Сколотнев С.Г. Мезозойский циркон из габброноритов осевой зоны Срединно-Атлантического хребта, 6 °С.Ш. (район впадины Маркова) // ДАН. 2004. Т. 396. № 5. С. 675–679.

Шулятин О.Г., Беляцкий Б.В., Кременецкий А.А. Геохимические и изотопно-геохронологические исследования полихронных цирконов из магматических пород Срединно-Атлантического хребта и некоторые особенности его строения // Региональная геология и металлогения. 2019. № 77. С. 11–19.

Ashwal L.D., Wiedenbeck M., Torsvik, T.H. Archaean zircons in Miocene oceanic hotspot rocks establish ancient continental crust beneath Mauritius. *Nat Commun.* 2017. V. 8. 14086.

Bea F., Bortnikov N., Montero P., Zinger T., Sharkov E., Silantyev S., Skolotnev S., Trukhalev A. and Molina-Palma, J.F. Zircon xenocryst evidence for crustal recycling at the Mid-Atlantic Ridge. *Lithos.* 2020. V. 354–355. 105361.

Bouvier A.-S., Ushikubo T., Kita N.T., Cavoise A.J., Kozdon R., Valley J.W. Li isotopes and trace elements as a petrogenetic tracer in zircon: insights from Archean TTGs and sanukitoids. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2012. V. 163. P. 745–768.

Cheng H., Zhou H., Yang Q., Zhang L., Ji F., Dick, H. Jurassic zircons from the Southwest Indian Ridge. *Sci. Rep.* 2016. 6. 26260.

Grimes C.B., John B.E., Kelemen P.B., Mazdab F.K., Wooden J.L., Cheadle M.J., Hanghoj K., Schwartz J.J. Trace element chemistry of zircons from oceanic crust: A method for distinguishing detrital zircon provenance. *Geology.* 2007. Vol. 35. P. 643–646.

Grimes C.B., John B.E., Cheadle M.J., Mazdab F.K., Wooden J.L., Swapp S., Schwartz J.J. On the occurrence, trace element geochemistry, and crystallization history of zircon from in situ ocean lithosphere. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2009. V. 158. P. 757–783.

Grimes C.B., Wooden J.L., Cheadle M.J., John B.E. “Fingerprinting” tectono-magmatic provenance using trace elements in igneous zircon. *Contrib. Mineral. Petrol.* 2015. V. 170:46.

Pilot J., Werner C.D., Haubrich F., Baumann N. Palaeozoic and proterozoic zircons from the Mid-Atlantic ridge. *Nature.* 1998. V. 393. P. 676–679.

Torsvik T.H., Amundsen H., Hartz E.H., Corfu F., Kuznir N., Gaina C., Doubrovine P.V., Steinberger B., Ashwal L.D., Jamtveit B. A Precambrian microcontinent in the Indian Ocean. *Nature geosci.* 2013. V. 6. P. 223–227.

Ushikubo T., Kita N.T., Cavoise A.J., Wilde S.A., Rudnick R.L., Valley J.W. Lithium in Jack Hills zircons: Evidence for extensive weathering of Earth’s earliest crust. *Earth and Planetary Science Letters.* 2008. V. 272. P. 666–676.

ИЗУЧЕНИЕ ПОВЕДЕНИЯ РЕДКОЗЕМЕЛЬНЫХ ЭЛЕМЕНТОВ ПРИ РАЗЛИЧНЫХ ЗНАЧЕНИЯХ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ (ЭКСПЕРИМЕНТАЛЬНОЕ ИССЛЕДОВАНИЕ)

Русак А.А.¹, Щекина Т.И.², Зиновьева Н.Г.², Хвостиков В.А.³, Алферьева Я.О.²,
Граменицкий Е.Н.², Котельников А.Р.⁴

¹ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва, aleks7975@yandex.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Институт проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН, Черноголовка

⁴ Институт экспериментальной минералогии им. Д.С. Коржинского РАН, Черноголовка

Введение. Изучение поведения редкоземельных элементов (РЗЭ) имеет важное значение для петрологии и геохимии. Накопление РЗЭ, скандия и иттрия является индикатором сложных процессов минералообразования. Возможным процессом концентрирования рудных элементов в магматических расплавах является силикатно-солевая несмесимость (ликвация). Образование редкометалльных месторождений происходит на поздних стадиях магматического процесса. Только благодаря экспериментальным исследованиям можно оценить возможность накопления рудных элементов и количественно определить их распределение между фазами кристаллизующейся магмы: расплавом, минеральными фазами и флюидом. Ранее в работах (Граменицкий, Щекина, 2005; Veksler et al., 2005, 2012, Щекина, Граменицкий, 2008; Щекина и др., 2020) были проведены экспериментальные исследования по распределению редких и редкоземельных элементов в магматических процессах. В них показано, что все РЗЭ, Y и Sc концентрируются в алюмофторидном солевом расплаве. Скандий входит в состав не только щелочноалюмофторидного расплава, но и в кристаллический криолит (Na_3AlF_6). Были получены также коэффициенты разделения для всего ряда РЗЭ и Y между двумя равновесными расплавами (алюмосиликатным и алюмофторидным) для системы Si–Al–K–Na–Li–O–F. Показано, что в калиевой системе отношение суммы легких к тяжелым РЗЭ после отделения солевого расплава становится более высоким, чем в натриевой системе.

Целью работы являлось изучение поведения РЗЭ, Sc, Y и Li в модельной высокофтористой гранитной системе Si–Al–Na–K–Li–F–O–H, а также получение коэффициентов распределения между солевым и силикатным расплавами и фтористым водным флюидом в интервале температур от 800 до 500 °С и давлении 1 и 2 кбар.

Для реализации поставленной цели были выполнены следующие **исследования**:

- 1) проведены эксперименты при температурах от 800 °С до 500 °С и давлениях 1 и 2 кбар;
- 2) рассчитаны коэффициенты разделения для лития, скандия, иттрия и РЗЭ при понижении температуры в модельной гранитной системе с высокими содержаниями фтора и различными содержаниями воды.

Методика экспериментальной работы. Было проведено 4 серии экспериментов при температурах 800 и 700 °С и 1 и 2 кбар, а также 4 серии экспериментов при $T = 750, 600, 550, 500$ °С и давлении 1 кбар. В качестве опорного состава алюмосиликатного расплава для опытов использовался состав близкий к гранитной эвтектике Qtz–Ab–Or (A-40/11) при давлении воды 1 кбар и содержании фтора 1 мас. % (Manning, 1981) и концентрации лития 1,5 мас. %. Составы твердой шихты задавались, исходя из состава алюмосиликатного расплава с определенными соотношениями Si, Al, Na+K+Li и фторидной солевой фазы, соответствующей криолиту, в количестве, достаточном для насыщения ею алюмосиликатного расплава. Соотношения реактивов были подобраны таким образом, чтобы ожидаемый в продуктах опытов алюмосиликатный расплав, был близок к составам высокоэволюционированных Li–F и криолитсодержащих гранитов. Для приготовления исходных составов опытов использовались следующие реактивы: высушенный гель SiO_2 , LiF, K_2SiF_6 , NaF, AlF_3 , Al_2SiO_5 , Al_2O_3 и $\text{H}_2\text{O}_{\text{дист.}}$. Для опытов РЗЭ

(La, Ce, Pr, Nd, Sm, Eu, Gd, Tb, Dy, Ho, Er, Tm, Yb и Lu), а также Y и Sc вводились в виде оксидов по 0.5–2 мас. % элемента. В опыты добавлялось от 0 до 50 мас. % дистиллированной воды в зависимости от массы навески. В опыты, проведенные при температурах 750, 600, 500, 550 и 400 °C и P = 1 кбар, оксиды РЗЭ вводились в систему в определенных комбинациях: (1) Y₂O₃, La₂O₃; (2) Sm₂O₃, Gd₂O₃, Tb₂O₃; (3) CeO₂, Eu₂O₃ и Ho₂O₃; (4) Dy₂O₃; (5) Pr₂O₃, Lu₂O₃, Sc₂O₃; (6) Er₂O₃, Yb₂O₃; (7) Nd₂O₃, Tm₂O₃; (8) Sc₂O₃, Gd₂O₃, чтобы не происходило перекрытия рентгеновских линий при электронно-зондовом микроанализе.

Эксперименты проводились на установке высокого газового давления в ИЭМ РАН в г. Черноголовка. Точность контроля и регулировки температуры составляла ±5 °C; давления ±50 бар. Длительность опытов составляла от 6 до 7 суток. Эксперименты от 500 до 600 °C проводились в два этапа, использовался метод подхода к равновесию «сверху». Сначала в течение 3 суток опыт выдерживался при 800 °C и P = 1 кбар, затем охлаждался до температур 500, 550, 600 °C, и потом еще 3 суток стоял в установке при заданных параметрах и после закаливался. Скорость закалки на установке составляла 150–200 °C/мин. Были проведены также опыты при 500 и 600 °C с подходом к равновесию «снизу», т. е. без перегрева.

Продукты эксперимента исследовались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энерго-дисперсионным спектрометром INCA Energy-350 и кристалл-дифракционным спектрометром INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии МГУ. Ускоряющее напряжение составляло 20 кэВ при токе 0.7 нА. Главные породообразующие и редкоземельные элементы в силикатных стеклах изучались на электронно-зондовом микроанализаторе Superprobe JXA-8230 (Япония). Для предотвращения разрушения стекол анализы проводили в режиме расфокусированного пучка (до 10 мкм) при ускоряющем напряжении 10 кВ и силе тока 10 нА. Анализ REE проводили при ускоряющем напряжении 20 кВ и токе 30 нА. Концентрации РЗЭ, Y, Sc и Li для опытов при 800 и 700 °C определялись методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой на приборе ICP MS с двойной фокусировкой Element-2 в лаборатории экспериментальной геохимии кафедры геохимии геологического факультета МГУ. В связи с малым количеством анализируемого вещества концентрации пересчитывали на содержание в фазах алюминия, заблаговременно определенные микрозондовым анализом. Определение Li, Y, Sc и РЗЭ, а также главных породообразующих элементов проводили на масс-спектрометре с индуктивно-связанной плазмой и лазерной абляцией в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН).

Результаты экспериментов. Независимо от заданных параметров экспериментов наблюдается две фазы: алюмосиликатный (L) и алюмофторидный солевой (LF) расплав. Водный флюид, как отдельная фаза, появляется при концентрации воды больше 10 мас. %. По результатам проведенных исследований получено, что коэффициенты разделения ($KD^{LF/L}$) всех РЗЭ, Y и Sc существенно выше 1. Содержание этих элементов во флюидной фазе предельно мало (не выше 1000 ppb). Увеличение давления от 1 до 2 кбар при 700 и 800 °C вызывает снижение коэффициентов разделения всех редкоземельных элементов между солевым и силикатным расплавами. При температуре 800 °C $KD_{REE}^{(LF/L)}$ уменьшаются в 3–7 раз с увеличением давления от 1 до 2 кбар. Это может быть связано с изменением структуры расплава в присутствии избытка флюида. Литий тоже преимущественно накапливается в солевом расплаве. При снижении температуры от 800 к 700 °C коэффициенты разделения Li снижаются от 8,85 до 3,35. Также впервые замечена зависимость коэффициентов разделения Li от давления и концентрации воды в расплаве. $KD_{Li}^{(LF/L)}$ снижаются при увеличении концентрации воды. Возможно, это связано с перераспределением лития во флюидную фазу. Также $KD_{Li}^{(LF/L)}$ снижаются при увеличении давления, что указывает на изменение свойств самих расплавов. $KD^{(LF/L)}$ уменьшаются в 3–7 раз при увеличении давления от 1 до 2 кбар при температуре 800 °C.

Коэффициенты разделения РЗЭ между LF и L монотонно снижаются от легких к тяжелым элементам при температурах 800, 700, 600, 550 и 500 °С. Но при 800 °С, 1 и 2 кбар в спектрах коэффициентов разделения РЗЭ (KD_{REE}) имеются небольшие максимумы для Gd по сравнению с рядом расположенными KD_{REE} Eu и Tb. Легкие РЗЭ в большей степени накапливаются в солевом расплаве, чем тяжелые. Во всех экспериментах при заданных термодинамических параметрах наблюдается сродство иттрия к солевому расплаву. В этом случае проявляется его близость к легким РЗЭ, которые обладают большей склонностью к накоплению в алюмофторидном солевом расплаве. Скандий может концентрироваться как в солевом, так и в алюмофторидном расплаве, его концентрация в расплаве ниже всех РЗЭ.

В поведении РЗЭ наблюдается некоторая зависимость от снижения температуры и концентрации РЗЭ в остаточном солевом расплаве. По первым полученным данным, остаточный фторидный расплав обогащен РЗЭ при температурах 750 °С, но при снижении температуры до 600 и 500 °С у РЗЭ проявляется тенденция к накоплению в силикатном расплаве, что понижает KD по сравнению с опытами при 750 °С.

Выводы. Возможным механизмом накопления редкоземельных элементов на поздней стадии дифференциации гранитных высокофтористых магм является силикатно-солевая несмешиваемость, проявление которой возможно на наиболее поздних магматических стадиях развития интрузива в остаточных расплавах, максимально обогащенных фтором. Впервые изучено распределение РЗЭ в таком широком интервале температур. Установлено, что все РЗЭ, Y, Sc и Li концентрируются во фторидном расплаве. Литий является ключевым элементом в системе, влияющим на характер распределения редких элементов между двумя равновесными расплавами. Водный флюид является наиболее обедненной РЗЭ, Y, Sc и Li фазой, по сравнению с солевой и силикатной.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ № 16-05-00859.

Список литературы

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И. Поведение редкоземельных элементов и иттрия на заключительных этапах дифференциации фторсодержащих магм // *Геохимия*. 2005. № 1. С. 45–59.

Щекина Т.И., Граменицкий Е.Н. К геохимии скандия в магматическом процессе по экспериментальным данным // *Геохимия*. 2008. № 4. С. 387–402.

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. № 4. С. 343–361.

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.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Kamenetsky M., Dulski P., Dingwell D.B. Partitioning of lanthanides and Y between immiscible silicate and fluoride melts, fluorite and cryolite and the origin of the lanthanide tetrad effect in igneous rocks // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2005. V. 69. № 11. P. 2847–2860.

Veksler I.V., Dorfman A.M., Dulski P., Kamenetsky V.S., Danyushevsky L.V., Jeffries T., Dingwell D.B. Partitioning of elements between silicate melt and immiscible fluoride, chloride, carbonate, phosphate and sulfate melts, with implications to the origin of natrocarbonatite // *Geochim. Cosmochim. Acta*. 2012. V. 79. P. 20–40.

САПФИРЫ МЕСТОРОЖДЕНИЯ КЕДРОВОЕ И ВОЗМОЖНОСТЬ ИХ ТЕРМИЧЕСКОГО ОБЛАГОРАЖИВАНИЯ

Савина Е.И.^{1,2}, Плечов П.Ю.¹, Ахметшин Э.А.³

¹ Минералогический Музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва, elizaveta.sawina@yandex.ru

² Московский государственный университет им. М.В. Ломоносова, Москва

³ Российский химико-технологический университет им. Д.И. Менделеева, Москва

Введение. В Карелии, на Кольском полуострове, Урале, в Якутии и на Дальнем Востоке известны крупные месторождения и проявления корунда. При этом, доля драгоценных разновидностей природного корунда (рубин и сапфир) из российских месторождений ничтожно мала в ювелирной отрасли. Мы предполагаем, что такая ситуация частично связана с недостаточной изученностью российских месторождений корунда и недостаточными усилиями по изучению возможности облагораживания корунда этих месторождений. Нами начаты систематические работы по изучению корунда различных месторождений Российской Федерации и возможности их облагораживания термическими методами.

Одним из самых первых изученных нами объектов является сапфир-циркон-золотоносная россыпь месторождения Кедрового (Незаметное), располагающаяся на территории Красноармейского района Приморского края, восточнее с. Вострецово – в 4 км, в бассейне реки Кедровки. Месторождение продолжает хорошо изученный «сапфировый» пояс западных континентальных окраин Тихого океана и связан с мезозойским и кайнозойскими внутриплитными базальтами. К ним относятся месторождения Тасмании, восточной Австралии (Sutherland et al., 2015), Юго-Восточной Азии (Seasaw et al., 2017), восточного Китая и Дальнего Востока России (Graham, 2008). Корунд и циркон месторождения Кедровое описаны в нескольких публикациях (Есин, Перетятко, 1992; Высоцкий, Баркар, 2006; Акинин и др., 2017).

Открытие сапфира в этом районе датируется 1930-ми годами, тогда сапфир был отмечен при геологических изысканиях и поисках золотоносных россыпей. Специальная геологическая разведка корунда и циркона ювелирного качества, проведенная в 1986–1993 годах, показала наличие сапфира в аллювии многих водотоков, размывающих кайнозойские щелочные базальтоиды. В настоящее время месторождение россыпного золота в долине реки Кедровка (45°57,5'с.ш., 134°49,5' в.д.) также является основным источником сапфиров. Предыдущие исследования показали, что сапфиры бедны примесями (кроме Fe) (Есин, Перетятко, 1992) и имеют $\delta^{18}\text{O}$ 5,5 ‰ (Высоцкий, Баркар, 2006). Датировка твердого включения циркона в сапфире по Pb-U составляет 12.3 ± 0.2 млн лет (Акинин и др., 2017), что соответствует возрасту щелочных базальтоидов в этом районе.



Рис. 1. Сапфиры Кедровского месторождения. слева – неограненные зерна; справа – ограненные вставки и кабошоны

На рис. 1 (слева) показан необработанный корунд месторождения Незаметное. Большинство зерен имеют зеленый цвет, некоторые из них синие или желтые. Розовые сапфиры встречаются крайне редко. Сырье могло быть использовано для изготовления кабашонов (до 20 ст) или ограненных камней (типичный размер около 2 ст) (рис. 1 справа).

Материалы и методы. Для детального изучения было выбрано несколько крупных зерен сапфира разной окраски, представляющей практически полную цветовую гамму этого месторождения. Были изготовлены двусторонние полированные пластины толщиной от 0.5 до 2 мм (рис. 2). Эти пластинки были проанализированы с помощью EPMA и LA-ICPMS, а также для каждого образца были получены оптические спектры. Анализ EPMA проводился с использованием JEOL JXA-8230 при 20 кВ и пучке 100 нА. Элементы-примесив корунде анализировались с помощью волново-дисперсионных спектрометров. Спектры поглощения были получены на спектрофотометре UNICO 2800 UV/VIS с диафрагмой 4 мм и широкополосным источником излучения в диапазоне 299–1400 нм (кафедра химии и технологии кристаллов, Российский химико-технологический университет им. Менделеева).

Обсуждение результатов. Химический состав исследуемого корунда хорошо коррелирует с его цветом (рис. 2). Все зерна синего сапфира содержат более 200 ppmTi и около 5000 ppmFe (рис. 3). Зеленовато-синие сапфиры содержат от 40 до 100 ppmTi и 4000–4500 ppmFe. Темно-зеленые, зеленые и желтые сапфиры значительно различаются по составу с голубым и зеленовато-синим и содержат <55 ppmTi и 8900–10300 ppmFe.

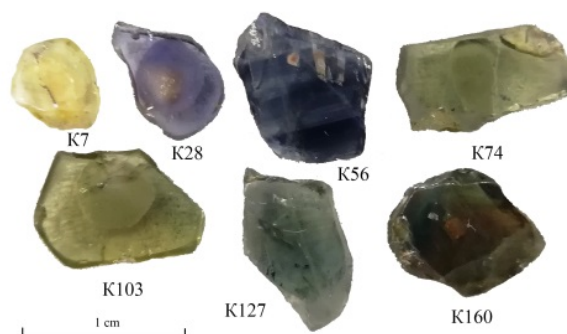


Рис. 2. Пластинки корунда до термообработки

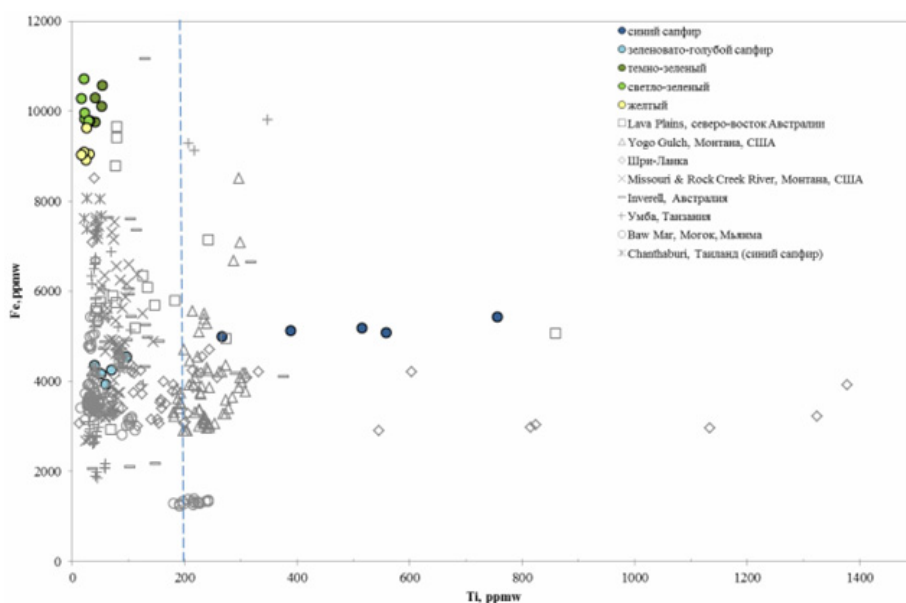


Рис. 3. Диаграмма Fe-Ti для сапфиров месторождения Незаметное (литературные данные: YogoGulch, MissouriRiver, RockCreekRiver (Монтана, США), Шри-Ланка, Inverell (Австралия) – Renfro et al., 2018; LavaPlains (северо-восток Австралии) – Sutherland et al., 2015; BawMar, Могок (Мьянма) – Soonthorntantikul et al., 2017; Chanthaburi, Таиланд – Saeseaw et al., 2017)

Для оптических спектров серо-голубых, голубых и светло-фиолетовых сапфиров хорошо выражены полосы Fe^{3+} (386–387 нм) и $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{3+}$ (378 и 450–451 нм) (рис. 4 слева). Также представлены широкие полосы поглощения $\text{Fe}^{2+}-\text{Ti}^{4+}$ (555–582 нм). В серо-голубых сапфирах полосы железа более выражены, чем в синих и светло-фиолетовых сапфирах. Спектры желто-голубых, зеленых и желтых сапфиров характеризуются отсутствием полосы $\text{Fe}^{2+}-\text{Ti}^{4+}$ и наличием ярко выраженных полос Fe^{3+} (386–387 нм) и $\text{Fe}^{3+}-\text{Fe}^{3+}$ (378 и 451–452 нм).

Были проведены эксперименты по облагораживанию сапфиров Незаметного месторождения с использованием методики, описанной в (Vgasheva et al., 2012).

В образце K56 произошли следующие изменения: размытие границ зональности, частично залеченная трещина (рис. 4). Оттенок цвета сильно сместился в сторону синего, так как образовались оптически активные центры окраски $\text{Fe}^{2+}-\text{Ti}^{4+}$. На фотографиях также видно осветление цветового оттенка в результате термической обработки.

Образец светло-фиолетового сапфира (K28) с видимой зональностью показал более насыщенный и глубокий оттенок фиолетового после термообработки (рис. 4). Растворенные иглы рутила – один из важнейших и наиболее распространенных артефактов термической обработки сапфиров. После термообработки цвет образца светло-зеленого сапфира потускнел.

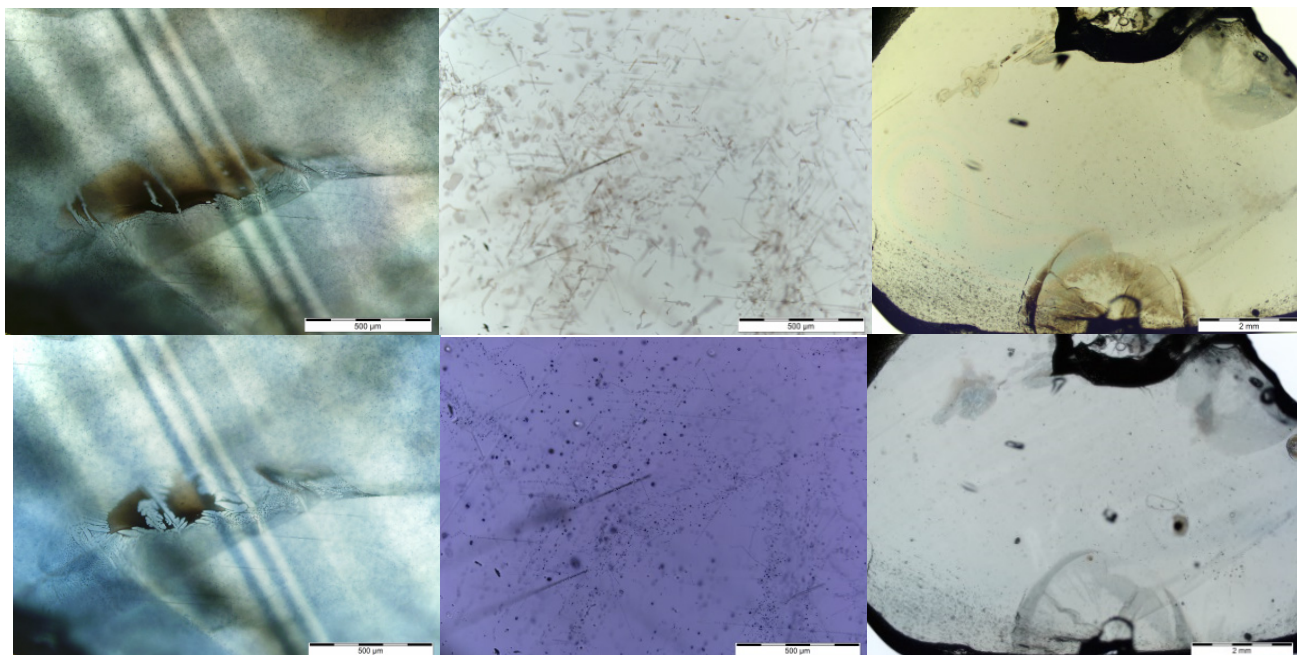


Рис. 4. Сапфировые пластины из месторождения Незаметное до и после обработки. Верхний ряд – репрезентативные фотографии до обработки, нижний ряд показывает те же места в зернах после обработки. Левый столбец – зерно K56, средний столбец – зерно K28, правый столбец – зерно K103

Большинство изменений оптических спектров сапфира после термообработки происходило в высокочастотном невидимом диапазоне (рис. 5 справа). Максимальные изменения наблюдаются в широкой полосе $\text{Fe}^{2+}-\text{Fe}^{3+}$ при 870 нм и могут быть объяснены восстановлением Fe в корунде во время второй стадии обработки. Кроме того, он характеризует генетический тип голубого сапфира. Проблема природы этой широкой полосы очень сложна и требует дальнейшего изучения. Это может быть связано с другими хромофорными ассоциатами, такими как компенсация заряда между Fe^{2+} и Ti^{4+} , Si^{4+} или обоими (Hughes, 2017, глава 4).

Концентрация примесей в корунде во время термического эксперимента не изменяется, но меняется валентное состояние железа, структурное положение и набор ассоциатов хромофоров, что влияет на вклад отдельных элементов в оптико-спектральные характеристики.

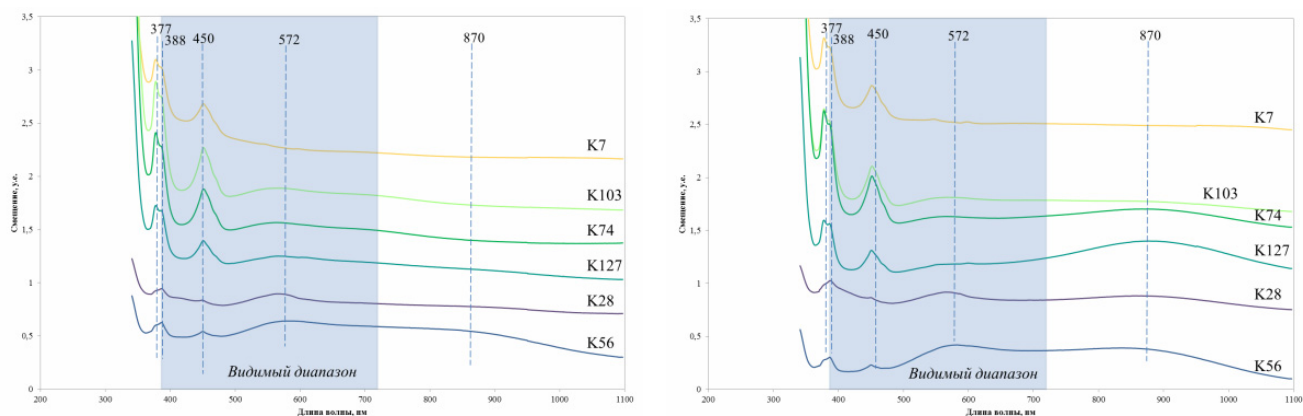


Рис. 5. Спектры поглощения сапфиров в УФ-видимой-ближней ИК-области до термообработки (слева) и после термообработки (справа). Цифры соответствуют зернам на рис. 2

Заключение. Мы полагаем, что основным фактором, влияющим на возможность улучшения качества сапфира, является содержание титана. Сапфиры месторождения Незаметное в целом имеют очень низкое содержание титана, за исключением голубоватых зерен (рис. 3). Мы предполагаем, что ярко-синий цвет, обусловленный межвалентным переносом заряда $Fe^{2+} - Ti^{4+}$ могут приобретать только сапфиры с содержанием Ti более 100 ppm. Синий цвет в голубоватых сапфирах месторождения Незаметное после термической обработки стал более выраженным из-за уменьшения полос железа в области низких частот, тогда как зеленоватые сапфиры стали сероватыми по той же причине. Было бы интересно проверить это правило с сапфирами из других сапфировых месторождений.

Список литературы

- Акинин, В.В., Высоцкий, С.В., Coble, M., Асеева, А. (2017). U-Pb-возраст и геохимия включения циркона в сапфире: щелочнобазальтовый источник ювелирных камней в россыпях Приморья. Доклады Академии Наук. С. 539–542.
- Высоцкий, С.В., Баркар, А.В. (2006). Сапфиры Приморья: геология, минеральные ассоциации и генезис. Владивосток, Дальнаука, 106 с.
- Есин С.В., Перетягтько Ю.В. Идентификация коренных источников цирконов и корундов из кайнозойских рыхлых отложений центрального Сихотэ-Алиня // Геология и геофизика. 1992. № 12. С. 93–102.
- Bgasheva, T.A., Akhmetshin, E.A. and Zharikov, E.V. (2012) Heat treatment enhancement of natural orange-red sapphires // Advances in Materials Science. Vol. 12. Issue 2. P. 31–44. <https://doi.org/10.2478/v10077-012-0006-3>
- Bruce-Lockhart, S. (2017) Gem Notes: Update on sapphires from Tigray, northern Ethiopia. Journal of Gemmology, Vol. 35, No. 7, p. 580–582.
- Graham, I., Sutherland, F.L., Zaw K., Nechaev V., Khanchuk, A. (2008) Advances in our understanding of the gem corundum deposits of the West Pacific continental margins intraplate basaltic fields // Ore Geology Reviews. Vol. 34. No. 1. P. 200–215.
- Hughes R. W., Manorotkul W. and Hughes E.B. (2017) Ruby and sapphire: a gemologist's guide, 1st edition, RWH Publishing/Lotus Publishing, Thailand.
- Renfro, N.D., Palke, A.C., Berg, R.B. (2018). Gemological characterization of sapphires from Yogo Gulch, Montana // Gems & Gemology. Vol. 54. No. 2. P. 184–201.
- Saeseaw, S., Sangsawong, S., Verriest, W., Atikarnsakul, U., Raynaud-Flattot, V.L., Khowpong, C., Weeramonthong, V. (2017) A Study of Sapphire from Chanthaburi, Thailand and Its Gemological Characteristics. <https://www.gia.edu/doc/Blue-sapphires-Chanthaburi-Thailand-finalfinal.pdf>
- Soonthorntantikul, W., Verriest, W., Raynaud-Flattot, V., etc. (2017) An In-Depth Gemological Study of Blue Sapphires from the Baw Mar Mine (Mogok, Myanmar). <https://www.gia.edu/gia-news-research/blue-sapphires-baw-mar-mine-mogok-myanmar>
- Sutherland, F., Coenraads, R.R., Abduriyim, A., Meffre, S., Hoskin, P.W.O., Giuliani, G., Beattie R., Wuhler R., Sutherland, G.B. (2015). Corundum (sapphire) and zircon relationships, Lava Plains gem fields, NE Australia: Integrated mineralogy, geochemistry, age determination, genesis and geographical typing // Mineralogical Magazine. Vol. 79. No. 3. P. 545–581.

КОНЦЕПЦИЯ АВТОМАТИЗИРОВАННОЙ СИСТЕМЫ ОПЕРАТИВНОГО КОНТРОЛЯ УРОВНЯ ПОДЗЕМНЫХ ВОД ПУНКТА ПРИПОВЕРХНОСТНОГО ЗАХОРОНЕНИЯ ТВЕРДЫХ РАДИОАКТИВНЫХ ОТХОДОВ III И IV КЛАССОВ ФИЛИАЛА «СЕВЕРСКИЙ» ФГУП «НО РАО»

Самосудова А.В.¹, Черепанский М.М.², Иванов К.А.¹, Кокорев О.Н.³,
Щипков А.А.¹

¹ Северский технологический институт – филиал федерального государственного автономного образовательного учреждения высшего образования «Национальный исследовательский ядерный университет «МИФИ», Северск, a.v.samosudova@gmail.com

² Российский государственный геологоразведочный университет имени Серго Орджоникидзе, Москва

³ ФГУП «Национальный оператор по обращению с радиоактивными отходами» филиал «Северский», Северск

Пункт приповерхностного захоронения радиоактивных отходов III и IV классов (ППЗРО) филиала «Северский» представляет собой единый комплекс основных и вспомогательных производств, зданий и сооружений складского назначения, объектов энергокомплекса и транспортной инфраструктуры (Храмцов, 2020). При анализе геоморфологических условий и геолого-литологического строения площадки размещения ППЗРО установлено, что из опасных экзогенно-геологических процессов на площадке фиксируются морозное пучение грунтов и подтопление (согласно СП 115.13330.2016). Наличие подземных вод sporadического распространения, залегающих близко к дневной поверхности, относится к группе гидрогеологических факторов, влияющих на условия строительства и эксплуатации проектируемого объекта ППЗРО. По условиям развития процесса подтопления район площадки размещения ППЗРО можно классифицировать как подтопленный в естественных условиях, а по времени развития процесса – как сезонно (ежегодно) подтопленный.

Формирование подземных вод первого от поверхности водоносного горизонта (верховодка, грунтовые воды) связано со сложными процессами, происходящими в атмосфере, на поверхности земли, в зоне аэрации и в водоносном горизонте. (Спасов, 2010) Важным индикатором опасности подтопления площадки ППЗРО являются колебания уровня подземных вод. В процессе строительства и эксплуатации пункта захоронения необходимо выполнять гидрогеологический мониторинг, целью которого является проведение регулярных наблюдений за режимом и свойством подземных вод sporadического распространения (делювиальных и озерных образований dQII-III+IQItg) (Программа..., 2020).

Цель данной работы заключается в формировании концепции построения АСОК уровня подземных вод в районе расположения ППЗРО, учитывая важность гидрогеологического мониторинга для обеспечения безопасности при строительстве и эксплуатации ППЗРО. Базовой системой информационного комплекса контроля уровня подземных вод (ИККУПВ) является автоматизированная система оперативного контроля (АСОК) уровня подземных вод, основной задачей которой является фиксация в режиме реального времени текущего значения уровня подземных вод в наблюдательных скважинах и отслеживание климатических факторов влияющих на этот параметр (температура воздуха, относительная и абсолютная влажность, количество осадков, испарение с грунта и водной поверхности, температурный режим грунтов, появление и сход снежного покрова, величина запаса воды в снежном покрове и т. п.). Текущие значения контролируемых параметров сохраняются в базе данных и доступны эксплуатационному персоналу, а также используются системой предсказательной аналитики в прогнозных моделях уровня подземных вод.

Для реализации поставленной цели можно выделить несколько актуальных задач:

Во-первых, необходимо создание информационного комплекса, обеспечивающего автоматизированный оперативный контроль уровня подземных вод в режиме реального времени и пред-

сказание колебания уровня подземных вод в районе площадки ППЗРО на основе наблюдений за процессами, влияющими на данный фактор. Информационный комплекс контроля уровня подземных вод (ИККУПВ) позволит эксплуатационному персоналу своевременно реагировать на нештатные ситуации, связанные с опасностью подтопления площадки ППЗРО.

Во-вторых, важна реализация архитектуры АСОК. В данной архитектуре можно выделить 3 уровня (рис. 1): полевой уровень, уровень АСУ ТП, уровень оперативного контроля.

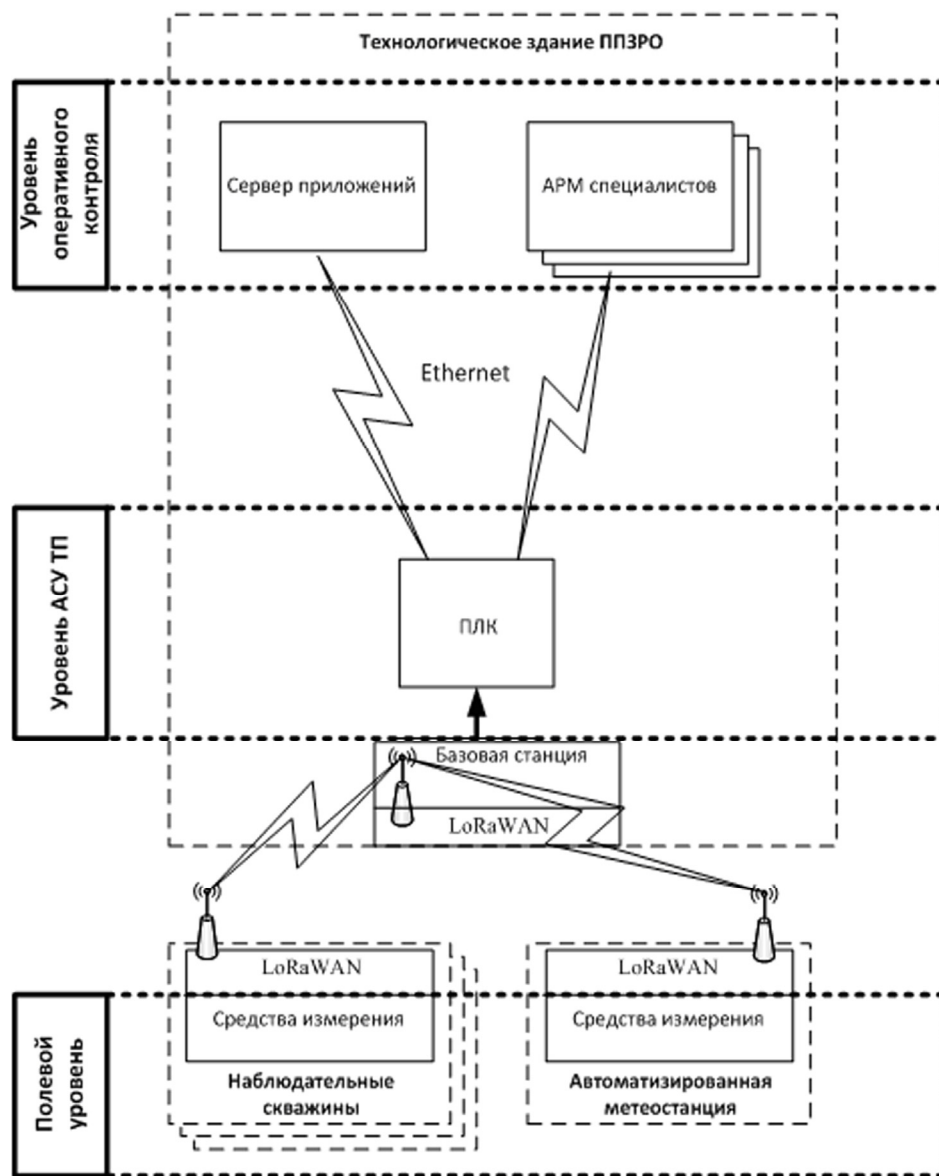


Рис. 1. Архитектура АСОК

На полевом уровне работают измерительные приборы, установленные в наблюдательных скважинах и на метеостанции. В их состав входят датчики уровня и температуры подземных вод, а также стандартный набор датчиков, входящих в состав автоматизированных метеостанций.

Основным элементом уровня АСУ ТП является программируемый логический контроллер (ПЛК). Контроллер осуществляет взаимодействие полевого уровня с уровнем АСУП, а также выполняет функции оперативного контроля за состоянием скважин. Именно ПЛК осуществляет реализацию режима сбора информации от датчиков полевого уровня первичную обработку данных, формирование предупредительных и аварийных сигналов, а при необходимости контроллер формирует сигналы о неисправности каналов измерения.

В дальнейшем информация поступает на уровень оперативного контроля, на котором действуют сервер приложений и удаленные автоматизированные рабочие места (АРМ) эксплуатационного персонала. Сервер приложений управляет данной системой на «интеллектуальном» уровне, осуществляет хранение значений показаний датчиков, реализует связь с АРМ и вышестоящими информационными системами.

Исходя из данной архитектуры, можно выделить еще одну задачу – осуществление перехода между уровнями АСОК.

Уровень полевой сети реализуется с помощью беспроводных линий связи, работающих по протоколу LoRaWAN. Использование этого протокола позволяет обеспечить малое энергопотребление при передаче сигнала на расстояние до 15 км, что особенно важно при использовании на полевом уровне датчиков уровня и температуры подземных вод с автономным питанием. Дальность действия таких линий связи полностью обеспечивает передачу сигналов от наблюдательных скважин до базовой станции, расположенной в технологическом здании ППЗРО.

С уровня АСУ ТП информация по каналам передачи данных попадает в промышленную сеть. Она действует внутри технологического здания ППЗРО и представляет собой сеть Ethernet.

Четвёртой задачей является программное обеспечение АСОК. Оно имеет модульную структуру (рис. 2) и состоит из модуля ПЛК, модуля обработки данных, модуля архивирования, программного интерфейса.



Рис. 2. Структура программного обеспечения АСОК

Программное обеспечение ПЛК реализует сбор данных с датчиков, предварительную обработку, структуризацию и буферное хранение значений уровня и температуры подземных вод и метеоданных; обеспечивает заданный режим сбора данных; формирует сигналы о состоянии каналов связи и комплекса измерительных средств. Модуль обработки данных обеспечивает обработку данных, контроль нахождения параметров в допустимых интервалах,

формирование сигналов тревог и ведение журнала тревог (может быть выполнен на базе SCADA). Модуль архивирования представляет собой систему управления базой данных и выполнен на базе SQL-сервера, работая с внешними модулями на основе SQL-запросов. Программный интерфейс обеспечивает взаимодействие АСОК с пользователем и позволяет получать сигналы тревог о резком повышении уровня подземных вод, формировать запросы о значениях параметров за предыдущие периоды и получать соответствующие отчеты, пользоваться инструментами для анализа данных.

Предложенная концепция автоматизированной системы оперативного контроля подземных вод позволила раскрыть уровень оперативного контроля и учесть особенности данного уровня на стадии проектирования, что в дальнейшем позволит сэкономить ресурсы на стадии внедрения системы. Помимо этого, в концепции, особое внимание уделяется взаимосвязи между полевым уровнем и уровнем АСУ ТП, т. к. эти уровни объединяются при помощи протокола LoRaWAN.

Список литературы

Анненков А.А. Государственный мониторинг состояния недр-современное состояние и перспективы развития // Всероссийское совещание «Государственный мониторинг состояния недр». Тез. докл. Москва, 2019. С. 5–6.

Балобаненко А.А., Егоров Б.А., Рукс Н.Ю., Семенова Н.В., Гагарина К.М., Манухина А.С., Васильев Д.И., Савичева О.Г., Кирсанова А.Ю. «Информационный бюллетень о состоянии недр Сибирского федерального округа за 2018 год». Выпуск 15. Филиал «Сибирский региональный центр ГМСН» ФГБУ «Гидроспецгеология». Томск, 2019. 324 с.

Кокорев О.Н., Адонин Н.Р., Носков М.Д., Заведий Т.Ю., Щипков А.А. Автоматизированная система гидродинамического мониторинга для обеспечения экологической безопасности пункта глубинного захоронения жидких радиоактивных отходов // Известия вузов. Физика. 2021. Т. 64. № 2–2. С. 46–51.

Программа гидрогеологических наблюдений на площадке размещения пункта приповерхностного захоронения твердых радиоактивных отходов (ППЗРО) 3 и 4 классов филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» в 2021 г. № П-319-2/318-2020», Северск, ФГУП «НО РАО», 2020 г.

Спасов В.С. Оценка баланса грунтовых вод по данным режима их уровня // Ресурсы подземных вод: современные проблемы изучения и использования. Тез. докл. Москва: Москва РУДН, 2010. С. 338–344.

Храмцов Д.А. Осуществление геодезического контроля при строительстве пункта приповерхностного захоронения радиоактивных отходов 3 и 4 классов филиала «Северский» ФГУП «НО РАО» // X Школа-конференция молодых атомщиков Сибири. Тез. докл. Томск, Кемерово: Практика, 2020. С. 69.

МЕТОДИКА ПРЕОБРАЗОВАНИЯ И КЛАССИФИКАЦИИ ПОТЕНЦИАЛЬНЫХ ПОЛЕЙ С ЦЕЛЬЮ УТОЧНЕНИЯ ГРАНИЦ РУДНЫХ ОБЪЕКТОВ

Секерина Д.Д.

Северо-Западная геолого-геофизическая компания «Геокомплекс», Санкт-Петербург, sekerinadar@mail.ru

Введение. В настоящее время весьма актуальной задачей геофизики является переинтерпретация данных, полученных при проведении поисково-оценочных работ. Поскольку большая часть рудных месторождений нашей страны уже изучены, перед специалистами геологоразведочной отрасли встает вопрос об извлечении дополнительной информации из ранее проведенных съемок на перспективных территориях. С этой целью все чаще используют моделирование геологических структур и различные алгоритмы преобразования исходных сведений.

В данной работе в качестве основной методики переинтерпретации априорной информации рассматривается преобразование и классификация потенциальных полей с помощью программных обеспечений Surfer, OasisMontaj и КОСКАД 3D. На примере применения последовательного анализа априорной геоинформации, разделения, преобразования и классификации потенциальных полей по участку, перспективному на медно-никелевое оруденение и металлы платиновой группы расположенному в Мурманской области, проводится обоснование эффективности предлагаемого способа решения задачи уточнения границ рудных объектов.

Анализ априорной информации. В качестве исходных данных используются результаты ранее выполненных геофизических исследований на территории лицензионного участка, перспективного на медно-никелевое оруденение и металлы платиновой группы. Исследования на данной территории проводились с помощью магнито- и электроразведочных работ. Магнито-разведка выполнена для решения структурно-картировочных и поисковых задач, а электроразведка методом дифференциальной вызванной поляризации в модификациях ВП-СГ и ТЗ-ВП проводилась с целью дифференциации магнитных аномалий, выделения и локализации аномальных зон проводимости и поляризуемости в плане, а также определения основных геометрических параметров аномалеобразующих объектов. По результатам съемок построены карты графиков и изолиний, содержащие информацию об основных физических свойствах пород, слагающих территорию исследуемого участка (Зак и др., 1972).

По данным магнито-разведки в центре планшета выделяется обширная аномалия со средними значениями $\Delta T_a = 500-1500$ нТл. Аномальное тело имеет площадь примерно 3 км^2 с апофизом в северной части, вытянутом в западном направлении с падением на юг. В северной части участка наблюдается серия линейных положительных аномалий интенсивностью от 200 нТл до 750 нТл и более. Данные объекты, по предварительной оценке, могут быть перспективными на малосульфидную платинометальную минерализацию и представлены породами основного состава в центре планшета и туфогенными песчаниками в северной части.

Электрические свойства изучаемых пород можно разделить на три категории:

- Высокоомные ($20\ 000-50\ 000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и слабополяризующиеся (2–3,5 %) породы;
- Породы повышенного сопротивления ($7000-18000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и сильнополяризующиеся (3,5–5 %);
- Низкоомные ($10-1\ 000 \text{ Ом}\cdot\text{м}$) и сильнополяризующиеся породы (6–40 %).

Также в качестве априорной информации приводятся результаты статистического анализа, представленные в виде карты классов измеренных параметров (рис. 1).

Дополнительно были изучены геолого-тектонические карты, подтверждающие предположение о том, что наиболее интересной для изучения является область, расположенная в центре планшета и имеющая апофиз в северной части, который может иметь продолжение на прилегающем участке.

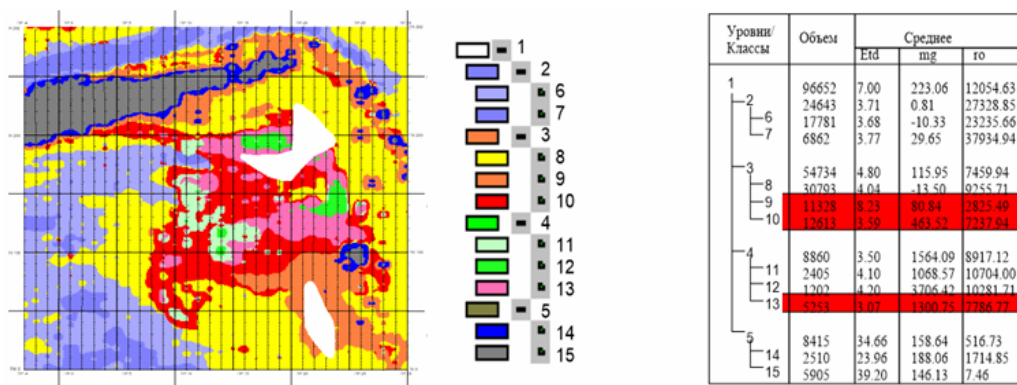


Рис. 1. Карта классов структурного анализа, выполненного с применением пакета программ структурного анализа и представленного в виде карты классов измеренных параметров:
 Etd – поляризуемость пород, mg – магнитная индукция, г0 – кажущееся сопротивление

2. Методика преобразования полей.

2.1. Разделение полей. На основании комплексного анализа исходной информации выявлены наиболее интересные, с точки зрения геофизики, структуры, которые требуют уточнения положения в пространстве. С этой целью предлагается последовательная методика преобразования результатов магнито- и электроразведочных съемок. На первом этапе рассматривается разделение потенциальных полей на локальную и региональную составляющие. Эта операция позволит сформировать детальное представление об особенностях строения фундамента исследуемого участка. Разделение получается за счет вычисления региональной составляющей посредством фильтрации (например, осреднение в скользящем окне). Локальная составляющая вычисляется, как разность исходного поля и региональной составляющей.

Таким образом, для наглядного представления информации используется несколько способов разделения полей в таких программах, как Surfer, OasisMontaj, КОСКАД 3D (Коваль и др., 1984). На рис. 2–3 приведены примеры разделения магнитного и электрического полей.

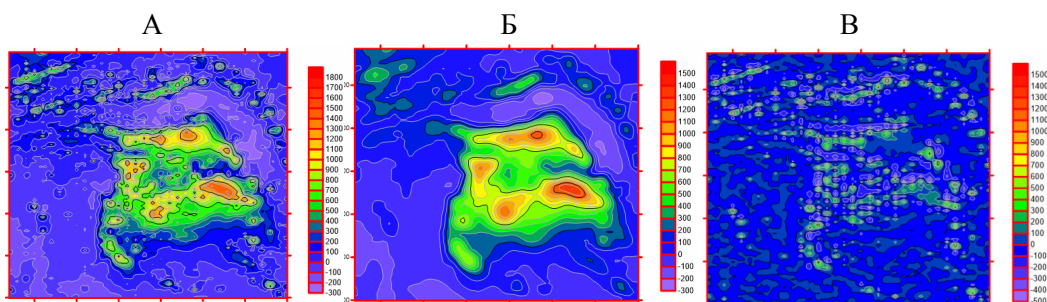


Рис. 2. Пример разделения а) магнитного поля на б) региональную и в) локальную составляющие в программе Surfer

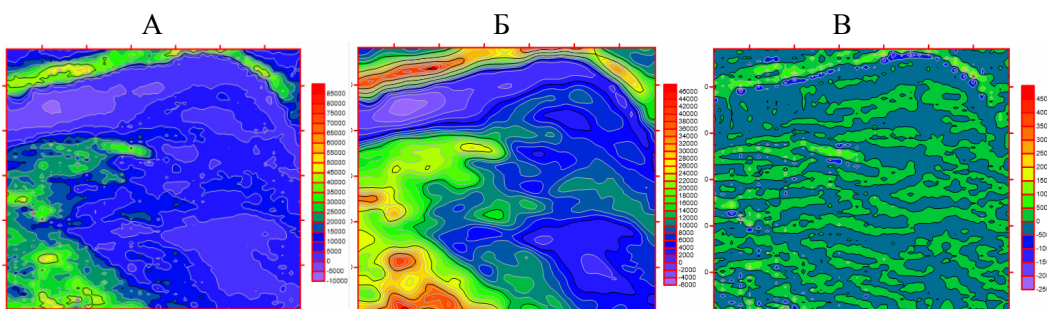


Рис. 3. Пример разделения: а) электрического поля на б) региональную и в) локальную составляющие в программе Surfer

2.2. Расчет трансформант полей. Для наиболее информативного формирования банка преобразованных данных, используется расчет трансформант потенциальных полей. А именно, вычисляются и строятся такие трансформанты, как: карты градиентов, результаты направленной фильтрации, осреднение в скользящем окне и т. д. Примеры преобразования магнитного и электрического полей приведены на рисунках 4–5.

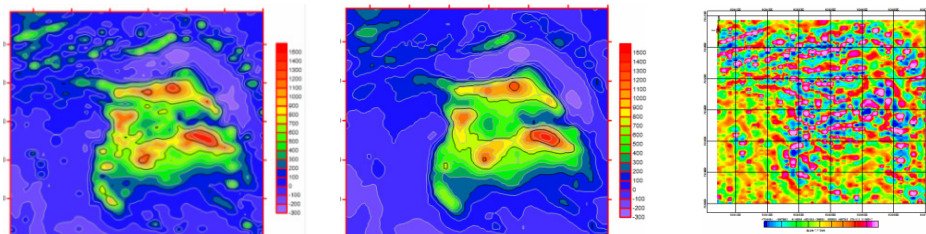


Рис. 4. Пример расчет трансформант для магнитного поля: а) «GaussianLow-passfilter» (Surfer), б) «Nonlinearfilters – Median» (Surfer), в) г) «ApparentSusceptibilitycalculation» (OasisMontaj)

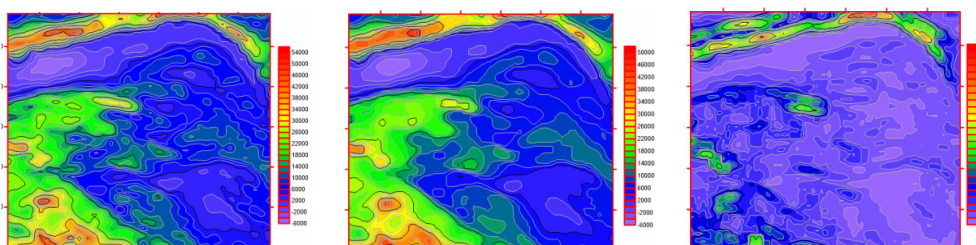


Рис. 5. Пример расчет трансформант для электрического поля: а) «GaussianLow-passfilter» (Surfer), б) «Nonlinearfilters – Median» (Surfer), в) «StandardDeviation» (Surfer)

3. Классификация полей в программе КОСКАД 3D. В качестве заключительного преобразования исходных данных применяется классификация потенциальных полей в программе КОСКАД 3D (Петров, 1997). Данная процедура позволяет сформировать комплексы однородных признаков с помощью автоматического подбора числа классов, а также с помощью подбора оптимального значения данного параметра. В качестве исходных признаков использованы данные магнитной индукции, поляризуемости и кажущегося сопротивления пород, слагающих исследуемый участок.

Помимо применения классификаций для каждого поля в отдельности, аналогичная процедура выполняется для объединенной модели полей (по данным магнитной индукции и кажущегося сопротивления пород). Стоит отметить, что в данном случае не совсем корректно именовать параметры кажущегося сопротивления, как результат формирования потенциального поля, но, поскольку, в работе были задействованы и другие параметры, то подразумевается, что в дальнейших преобразованиях будут задействованы данные потенциальных полей. Результаты по указанному преобразованию для объединенной модели приведены на рис. 6.

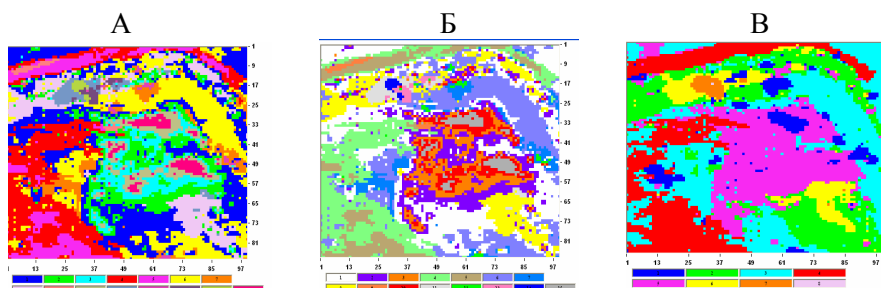


Рис. 6. Пример классификации объединенной модели потенциальных полей: а) б) «По Петрову А.В.» (с автоматически подобранной палитрой), в) г) «По Петрову А.В.» (с эталонной палитрой), д) «Метод динамических сгущений (K-средних)» по 4 признакам (15 классов)

Выводы. В процессе выполнения работы, рассмотрена методика переинтерпретации геофизических данных с помощью преобразования и классификации потенциальных полей. Проведя сравнительный анализ априорной и преобразованной информации, можно сделать вывод о том, что выявленные ранее аномальные объекты прослеживаются на всех преобразованных материалах. Так, в центре планшета отчетливо выделяется аномальное тело площадью 3 км² (2,1 км × 1,5 км), а в северной части участка наблюдается серия линейных положительных аномалий интенсивностью от 200 нТл до 750 нТл. Также, стоит отметить, что наиболее информативным результатом преобразований является применение классификации «По Петрову А.В.» для объединенной модели, включающей несколько признаков. Задав эталонную палитру для итоговой карты, появилась возможность объективной оценки результатов ранее выполненного статистического анализа и уточненного преобразования, реализованного с помощью алгоритмов программы КОСКАД 3D.

Необходимо учесть тот факт, что на всех преобразованных картах отчетливо прослеживается структура, заявленная ранее, как апофиз аномального тела в северной части, вытянутый в западном направлении с падением на юг. Это позволяет рассмотреть возможность дальнейшего изучения аномальных объектов на прилегающей территории.

Таким образом, в данной работе оценена эффективность применения методики преобразования и классификации потенциальных полей, при решении задач уточнения границ аномальных объектов на территории перспективного рудоносного участка.

Автор выражает благодарность директору компании СЗГГК «Геокомплекс» Кузовенкову А.Д. за предоставление геофизических данных и содействие в создании работы.

Список литературы

Зак С.И., Кочнев-Первухов В.И., Проскуряков В.В. Ультраосновные породы Аллареченского района, их метаморфизм и оруденение. Петрозаводск: Изд-во «Карелия», 1972. С. 1–129.

Коваль Л.А., Приезжев И.И. Интерпретация комплексных данных методами распознавания и классификации в автоматизированной системе обработки аэрогеофизических материалов / Коваль Л.А., Приезжев И.И., Овчаренко А.В. и др. Геология и геофизика. № 9 (277), 1984. С. 127–133.

Петров А.В. Методы адаптивной фильтрации и многомерного дисперсионного анализа в компьютерной системе обработки геофизической информации «Каскад 3D»: диссертация ... доктора физико-математических наук: 04.00.12. Москва, 1997. 177 с.: ил. Геофизические методы поисков и разведки месторождений полезных ископаемых ОД 71 98-1/222-1.

Проблемы тектоники раннего докембрия: [Сб. статей] / АН СССР, Науч. совет по геологии докембрия, Ин-т геологии и геохронологии докембрия; [Отв. ред. Ф. П. Митрофанов]. Л.: Наука: Ленингр. отд-ние, 1980. 207 с.: ил., 4 отд. л. ил.; 21 см.

Шимова [и др.]. Геология и глубинное строение восточной части Балтийского щита. Под общ. ред. А.А. Шимовой. Ленинград: наука, 1968. 194 с.

В.М. ГОЛЬДШМИДТ – ЕГО ИДЕИ И ВКЛАД В РАЗВИТИЕ ГЕОЭКОЛОГИИ

Слабоспицкая А.С.

Российский университет дружбы народов, Москва, slabospickayaanastasia@gmail.com

Основная цель данного исследования – освещение идей и вклада в развитие геоэкологии Виктора Морица Гольдшмидта.

Виктор Мориц Гольдшмидт был выдающимся ученым 20-ого века, ставший основоположником современной геоэкологии и кристаллохимии (The Geochemical News, 2021). Его главным научным достижением является открытие общих законов и принципов, которые лежат в основе повторяемости и распределения различных химических элементов в природе. Он ввел термины и основные понятия таких наук, как геохимия, петрография, минералогия и геология. Среди российских ученых аналогичные вклады в развитие этих наук были сделаны Владимиром Ивановичем Вернадским. Но даже несмотря на то, что наука, за разделяющий на век с Виктором Гольдшмидтом, ушла вперед в своем развитии, его идеи и мировоззрения все еще остаются актуальными (Mason, 2006).

Гольдшмидт смог найти закономерность между частотой химических элементов в земных недрах и их относительной атомной массы (Петрографический словарь, 1981). Это позволило Виктору Морицу впервые в истории науки предложить геохимическую классификацию, основанную на разделении на 4 группы химических элементов, то есть литофильные, атмосферные, сидерофильные, халькофильные (Дзюба, 2021; Галимов, 2013).

Также, на основе его систематических исследований содержания элементов в метеоритах, возникла первая компиляция экстраполированных содержаний элементов в космосе (Моисеенко, 2007).

Список литературы

The Geochemical News // Tribute to Victor Goldschmidt A Voyage to the Bottom of the Sea. October 2006 Number 129 ISSN 0016-7010: сайт URL: <https://www.geochemsoc.org/files/8513/4436/8118/gn129.pdf> (дата обращения: 26.08.2021).

Mason B. The Geochemical Society // Victor Moritz Goldschmidt: Father of Modern Geochemistry. (1992): сайт URL: <https://www.geochemsoc.org/publications/sps/v4vmgoldschmidt> (дата обращения: 21.08.2021).

Петрографический словарь. М.: Недра, 1981: сайт URL: <https://www.geokniga.org/bookfiles/geokniga-petrograficheskiy-slovar-bogatikov.pdf> (дата обращения: 27.05.2021).

Дзюба Е.А. Определение местного фонового содержания некоторых макро- и микроэлементов в почвах Пермского края // Географический вестник. 2021. № 1 (56). URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/opredelenie-mestnogo-fonovogo-soderzhaniya-nekotoryh-makro-i-mikroelementov-v-pochvah-permskogo-kрая> (дата обращения: 11.08.2021).

Галимов Э.М. В.И. Вернадский – Ученый – Мыслитель – Гражданин // Исследователь/Researcher. 2013. № 3–4. URL: <https://cyberleninka.ru/article/n/v-i-vernadskiy-uchenyu-myslitel-grazhdanin> (дата обращения: 19.08.2021).

Моисеенко В.Г. От атомов золота через кластеры, нано- и микроскопические частицы до самородков благородного металла. Благовещенск: Ин-т геологии и природопользования РАН, 2007.

МОДЕЛЬ ЭКСГУМАЦИИ МАССИВА КОНДЁР ПО ДАННЫМ U - Th/He ДАТИРОВАНИЯ АПАТИТА

Соколова Л.А.¹, Якубович О.В.^{1,2}, Подольская М.М.³

¹ Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, sokolovalidia@inbox.ru

² Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург

³ Институт геохимии и аналитической химии им. В.И. Вернадского РАН, Москва

Россыпное месторождение платиновых металлов рек Кондёр-Уоргалан (Хабаровский край) является уникальными в мире по объему извлеченных элементов платиновой группы (более 100 тонн) (Мочалов, 2019). Коренным источником для формирования россыпи служит щелочно-ультраосновной массив Кондёр. Средняя концентрация ЭПГ в дунитах массива не превышает 5 мг/тонну (Mochalov et al., 2014), поэтому образование богатой платиновой россыпи связывают в том числе и с особенностями экзогенного развития региона. Первые попытки оценки длительности россыпеобразования по космогенному гелию россыпного месторождения Кондёр-Уоргалан показали, что время пребывания минералов платиновой группы (МПГ) на поверхности Земли составляет минимум десятки миллионов лет (Якубович и др., 2020), что позволяет предположить длительную историю эрозии/разрушения коренных платиноносных пород массива Кондёр. В этой работе мы приводим первые данные о времени эксгумации щелочно-ультраосновного массива Кондёр в близповерхностные условия (<2–3 км) методом низкотемпературной U - Th/He термохронологии по апатиту.

В основе U - Th/He метода, лежит радиоактивный распад ^{235}U , ^{238}U , ^{232}Th . Одним из продуктов распада является 4He . Для расчета U - Th/He возраста измеряются концентрации урана, тория и гелия, содержащиеся в минерале (Reiners et al., 2017). Температурой закрытия системы называется температура, при которой гелий перестает диффундировать из решетки минерала и начинает накапливаться. С момента, когда это происходит, начинает отсчитываться гелиевый возраст минерала. Для апатита температура закрытия U - Th/He системы равна приблизительно 70 °С. Принимая термический градиент равным 3 °С на 100 м, такая температура соответствует глубине приблизительно 2500 м. Таким образом, данные, полученные U - Th/He методом по апатиту, выделенному из коренных пород массива Кондёр дадут информацию о времени эксгумации массива.

Щелочно-ультраосновной концентрически-зональный массив Кондёр расположен в ЮВ части Алданского щита, ЮВ части Сибирской платформы. Сам массив представляет собой кольцо диаметром около 8 км. Во внутренней части массива находится чашеобразная котловина, окруженная хребтом. Происхождение массива обусловлено внедрением интрузий Алданского и Кондёрского комплексов в раннеархейские и среднерифейские породы. Вмещающие образования представлены метаморфическими породами и перекрывающими их терригенными отложениями (рис. 1). Кондёрский комплекс представлен интрузиями дунит-клинопироксенового состава (дунитовое ядро), Алданский комплекс представлен тремя группами пород: вулканогенными, монцититовыми и щелочными. Дуниты Кондёрского комплекса являются основным источником платиноидов. Кондёрский комплекс имеет раннемеловой возраст ~ 130 млн лет (Savatenkov, Mochalov, 2018), Алданский комплекс имеет также раннемеловой возраст 120–130 млн лет (Mochalov et al., 2014).

Для анализа были взяты фрагменты больших зерен апатита без видимых под бинокляром включений, размером около 1 мм, извлеченные из щелочных метасоматитов (скважины, глубина 253 и 150 м). В одной навеске содержалось одно зерно. Концентрация гелия измерялась на масс-спектрометре МСУ-Г-01-М в ИГГД РАН. Для измерения зерно заворачивалось в танталовую фольгу и помещалось в масс-спектрометр, где после ступенчатого нагрева измерялось количество выделившегося гелия. Максимальная температура, до которой был нагрет образец – 1100 °С. После измерения концентрации гелия образец извлекался, и методом изотопного

разбавления с использованием смешанного ^{235}U - ^{230}Th трассера измерялись концентрации урана и тория. Разложение апатита проводилось в концентрированной азотной кислоте при $130\text{ }^\circ\text{C}$ в течение суток. Измерения концентраций урана и тория происходили на HR ICP MS ELEMENT 2 в ГЕОХИ РАН. После получения значений концентраций в программе Isoplot R (Vermeesch, 2018) рассчитывался возраст.

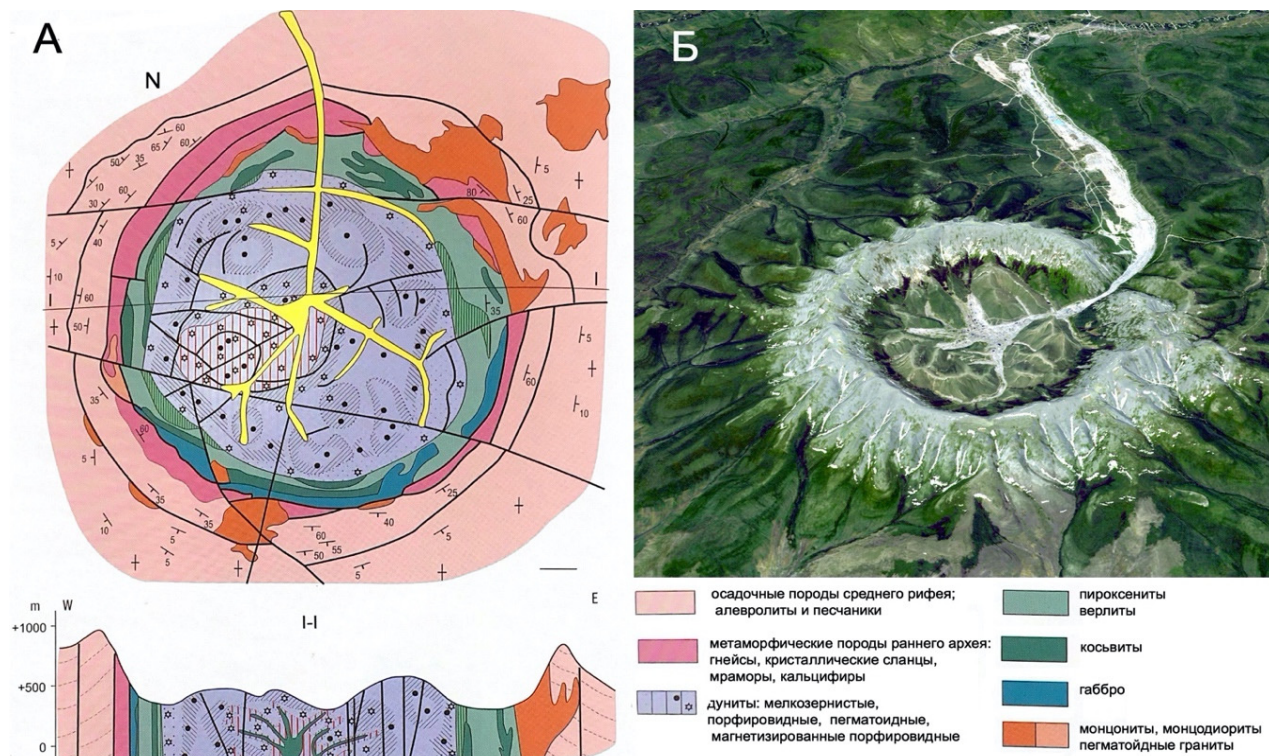


Рис. 1. Схема геологического строения массива Кондёр (по Мочалов, 2019) (А); спутниковая фотография массива Кондёр (NASA) (Б)

Таблица 1. Результаты $U\text{-Th/He}$ датирования апатита из массива Кондёр, Алданский щит

№	[He] $\times 10^{12}$, ат	Err[He] $\times 10^{12}$, ат	[U] $\times 10^{12}$, ат	Err[U] $\times 10^{12}$, ат	[Th] $\times 10^{12}$, ат	Err[Th] $\times 10^{12}$, ат	t	s(t)
43-Я-1	1.16	0.01	2.9	0.4	43	4.9	70.16	2.27
43-Я-2	3.37	0.01	7.5	1.3	90	13	92.36	4.25
43-Я-3	1.34	0.01	2.8	0.4	54	4.3	68.1	1.85
333-1	0.317	0.01	0.72	0.01	9.5	0.2	84.36	2.67
333-4	0.85	0.01	3.2	0.1	34	0.7	59.7	0.88

Полученные данные были использованы нами для уточнения модели (Хорошилова и др., 1993) образования купольной морфоструктуры Кондёр (рис. 2). Возрасты для образца 43-Я, полученные при датировании $U\text{-Th/He}$ методом, находятся в диапазоне от 68 до 93 млн лет. Для образца 333 возрасты попадают в диапазон от 60 до 85 млн лет. Такой разброс может быть связан с медленной скоростью эксгумации. Для построения модели взято среднее значение всех измерений, так как разница между глубинами заборов проб составляет порядка 100 м. Средним значением является 75 млн лет. Это означает, что ~ 75 млн лет назад порода, из которой был извлечен исследуемый апатит, была на глубине ~ 2500 м, следовательно, эрозионный срез имеет значение более 2500 м. С учетом плейстоцен-четвертичного поднятия на 600 м (Хорошилова и др., 1993), средняя скорость эксгумации за промежуток с 75 до 24 млн лет составляла около 25 м/млн лет. Для древних платформ средняя скорость эрозии составляет 25–30 м/млн лет (Dunai, 2010). Поскольку скорость эксгумации совпадает с диапазоном скоростей эрозии, можно

сделать вывод, что эксгумация осуществлялась в основном за счет эрозии, т. е. в течение этого времени не было этапов ярко выраженной тектонической активности. Это означает, что формированию россыпного месторождения Кондёр предшествовал длительный период относительно медленного разрушения и выветривания пород, который мог способствовать предконцентрации устойчивых к процессу выветривания МПГ.

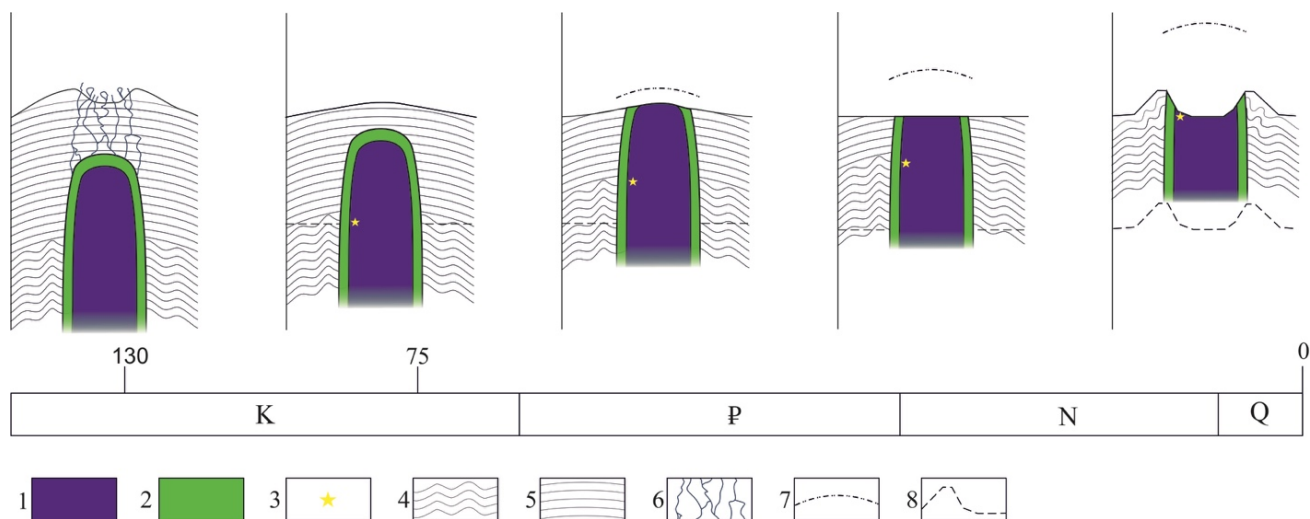


Рис. 2. Модель эксгумации (по Хорошиловой, 1993, с изменениями)

Условные обозначения: 1 – Кондёрский комплекс; 2 – Алданский комплекс; 3 – место взятия пробы; 4 – породы кристаллического фундамента; 5 – осадочные породы платформенного чехла; 6 – флюиды; 7 – предполагаемая поверхность первичного купола; 8 – изотерма, соответствующая 70 °С

Список литературы

- Мочалов А.Г.* Замечательные минералы платины массива Кондёр (Хабаровский край) // Минералогический Альманах. 2019. Т. 23. № 3. 116 с.
- Хорошилова Т.С., Мочалов А.Г., Махоркина Т.И.* Россыпные месторождения «Кондер» и «Чад» Аяно-Майского района Хабаровского края. 1993.
- Якубович О.В., Мочалов А.Г., Паламарчук Р.С., Мостовая М.Э., Стюарт Ф.* Реконструкция длительности россыпеобразования по космогенному ^3He уникальных россыпных месторождений платиновых металлов (р. Кондер, Хабаровский край и р. Ис, Средний Урал). Породо-, Минерало- и Рудообразование: Достижения и Перспективы Исследований; Труды к 90-Летию ИГЕМ РАН, 2020. С. 794–795.
- Dunai T.J.* Cosmogenic Nuclides: Principles, Concepts and Applications in the Earth Surface Sciences // Cambridge University Press. 2010. 187 p.
- Mochalov A.G., Golovkin S.A., Petrov S.V., Borozdin A.P., Yakibovich O.V., Safay A.A., Prikhodko V.S., Antonov A.A., Korneev S.I.* 12 International Platinum Symposium Field trip 2 : PGM placer deposits and their sources in the ultramafic and alkaline rocks of the concentrically zoned Konyor massif, Far East, Russia. 2014.
- Reiners P.W., Carlson R.W., Renne P.R., Cooper K.M., Grandner D.E., McLean N.M., Schoene B.* The (U–Th) / He system // Geothermochronology and Thermochronology. 2017. P. 291–363.
- Savatenkov V., Mochalov A.* Age and sources of dunites of Kondyor massive (Aldan shield). Doklady Earth Sciences. 2018. V. 482. Part 2. P. 1331–1335.
- Vermeesch P.* Isoplot R: A free and open toolbox for geochronology. Geoscience Frontiers. 2018. 9(5). P. 1479–1493.

РУДНЫЕ РЕДКОМЕТАЛЬНЫЕ АССОЦИАЦИИ МЕСТОРОЖДЕНИЯ НЕСКЕВАРА, ЩЕЛОЧНО-УЛЬТРАОСНОВНОЙ МАССИВ ВУОРИЯРВИ, КОЛЬСКИЙ ПОЛУОСТРОВ

Сорохтина Н.В., Липницкий Т.А., Кононкова Н.Н.

Институт геохимии и аналитической химии имени В. И. Вернадского РАН, Москва, nat_sor@rambler.ru

Щелочно-ультраосновной массив Вуориярви представляет собой сложное интрузивное тело концентрически-зонального строения. Массив, площадью около 20 км², сложен пироксенитами, оливинитами и фойдолитами. Вмещающими породами являются архейские гранито-гнейсы (Афанасьев, 2011). Фоскориты и соответствующие им более поздние по времени кристаллизации карбонатиты со сходным набором породообразующих силикатов в виде крупных линзовидных тел и штокверков прорывают все разновидности ультраосновных и щелочных пород. В центральной и восточной частях массива количество таких линзовидных тел и штокверков максимально. Среди пород карбонатитовой серии выделяют по времени формирования форстерит-магнетитовые, диопсид-флогопитовые, гумит-флогопитовые, тетраферрифлогопит-амфиболовые магматические разновидности фоскоритов и кальцитовых карбонатитов, а также гидротермальные кальцит-доломитовые и доломитовые карбонатиты (Афанасьев, 2011; Karchevsky, Moutte, 2004). На территории массива Вуориярви описано несколько участков с различной рудной минерализацией: Тухтавара – апатит-титаномагнетитовыми рудами, Пятянваря – с редкоземельной минерализацией и Нескевара – с пироксидными рудами (Афанасьев, 2011).

Изучен химический состав минералов группы пироксидов (Nb>Ta>Ti) из обогащенных этим минералом кальцит-флогопитовых кальцит-тетраферрифлогопитовых и кальцит-доломитовых карбонатитов участка Нескевара. Равновесные ассоциации с породообразующими кальцитом, апатитом, флогопитом и тетраферрифлогопитом представлены на рисунках 1а-г. Рудные разновидности пород представлены среднезернистым карбонатитом с равномерно вкрапленными крупными (до 0.5 см) кристаллами пироксидов различных оттенков коричневого цвета. Пироксид во всех ассоциациях кристаллизуется одним из первых, но позже фторапатита, а в поздних карбонатитах может захватывать кальцит ранних генераций. Под микроскопом в пироксиде обнаруживается концентрическая первичная и диффузная вторичная зональности. Крупные (до 100 мкм) твердофазные включения сложены более ранними минералами: фторапатитом, бадделейтом и цирконолитом. Мелкие включения (менее 20 мкм) представлены Са, Mg, REE, Sr, Ba, реже Na карбонатами и ниобиевым рутилом (рис. 2). Кристаллы пироксидов часто замещаются листоватым минералом серебристого цвета, по составу, отвечающему франкониту или хошелагаиту. В редких случаях пироксид обрастает комковатым агрегатом из циркона с включениями торий-обогащенного пироксидов (рис. 2 г, д).

Изученные минералы группы пироксидов относятся к подгруппе пироксидов (Сорохтина и др., 2019) и различаются по химическому составу. Центральные части кристаллов иногда имеют реликты в виде округлых участков, по составу обогащенных титаном (12 мас. % TiO₂) и ураном (до 20 мас. % UO₂). Промежуточная и краевая части кристаллов в большинстве случаев характеризуются осцилляторной зональностью, выраженной в изменении содержания Nb, Ta, Ti, Th, Ca и REE. В зонах с вторичной диффузной зональностью отмечается уменьшение суммы катионов в позиции А и увеличение содержания Th, Fe, Ba и Sr. В краевых участках сумма катионов может уменьшаться до 80 мас. %, возрастает содержание (ОН) группы, H₂O и Si (до 7 мас. % SiO₂). Это соответствует эволюции состава минералов группы пироксидов в щелочных породах и карбонатитах (Lumpkin, Ewing, 1995). Локальные, трещиноватые или краевые зоны, обогащенные Fe₂O₃ до 4, ThO₂ до 7, BaO до 17 и SrO до 3 мас. %, возникают как вторичные зоны замещения минерала при катионообменных процессах. Последовательная смена U, Ti, Ta обогащенных Са-Na доминантных пироксидов – ниобий обогащенными с повышенными

содержаниями Th, Sr и Ba соответствует следующим схемам изоморфизма: $2\text{Ti}^{4+} + \text{U}^{4+} \rightarrow 2\text{Nb}^{5+} + \text{Ca}^{2+}$; $\text{Ta}^{5+} \rightarrow \text{Nb}^{5+}$; $\text{U}^{4+} + \text{вакансия} \rightarrow 2\text{Ca}^{2+}$; $2\text{Ca}^{2+} \rightarrow \text{Ba}^{2+} + \text{Sr}^{2+}$ (рис. 3). В целом, для минералов группы пироклора Вуориярви характерно уменьшение содержания Pb, U от ранних карбонатитов к поздним и сильные вариации в отношении Th.

Обнаружена гетерогенность возраста для пироклор-содержащих карбонатитов Кольского п-ва по данным U-Pb метода (SIMS SHRIMP-II) в интервале 420–320 млн лет: пироклор ранних фоскоритов имеет возраст около 420, из более поздних кальцитовых карбонатитов – 350, а из доломитовых 325 млн лет (Лепехина и др., 2016; Sorokhtina et al., 2019).

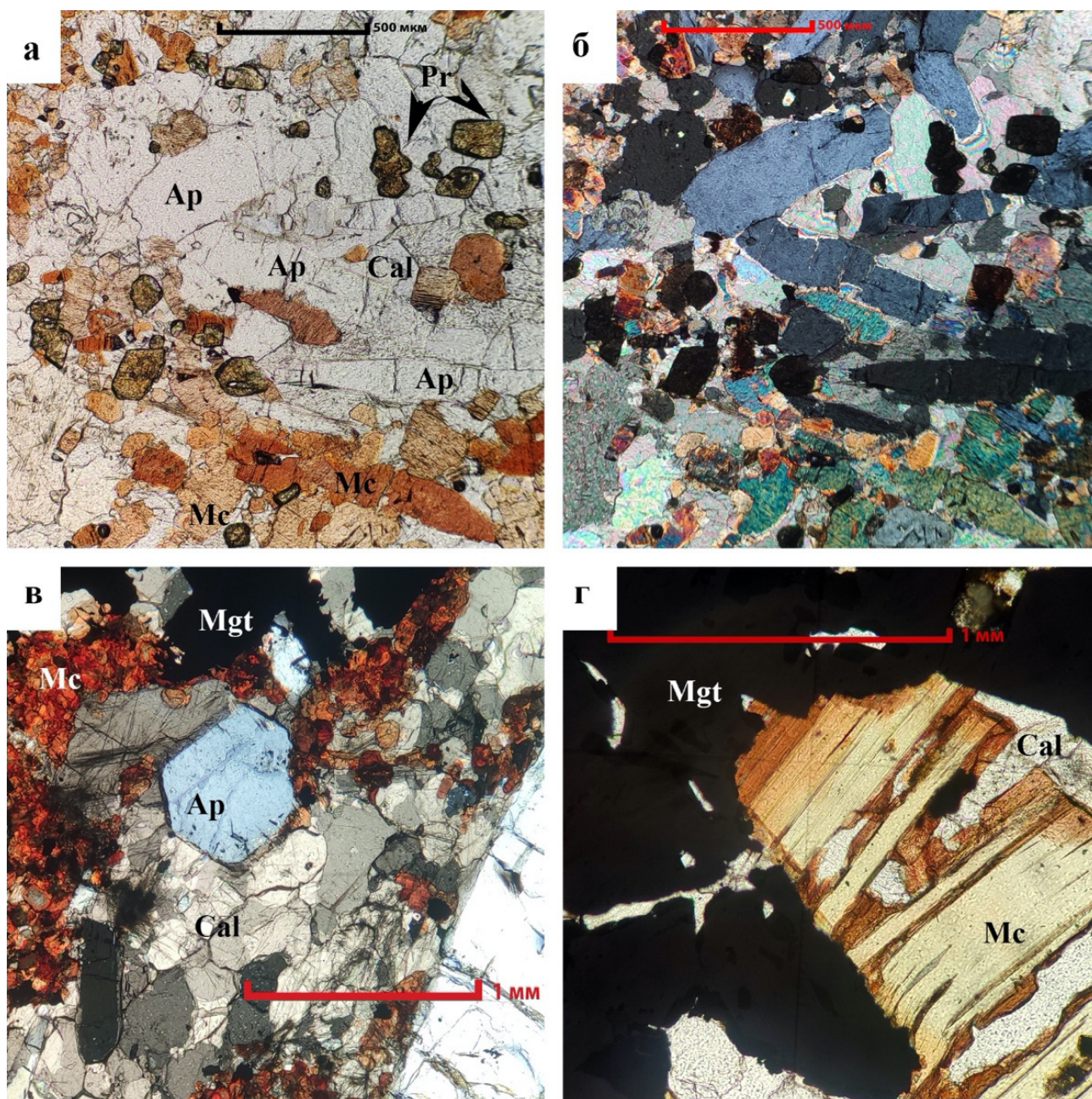


Рис. 1. Микрофото кальцит-тетрифлогопитового карбонатита: идиоморфные кристаллы пироклора (Pr), равномерно распределенные в апатит (Ap) – кальцитовой матрице (Cal). Изображение в проходящем свете в параллельных (а) и скрещенных (б) николях; микрофото кальцит-тетрифлогопитового карбонатита: участок, обогащенный магнетитом (Mgt). Изображение в проходящем свете в скрещенных николях (в); микрофото равномернозернистого кальцит-флогопитового карбонатита: участок, обогащенный магнетитом (г)

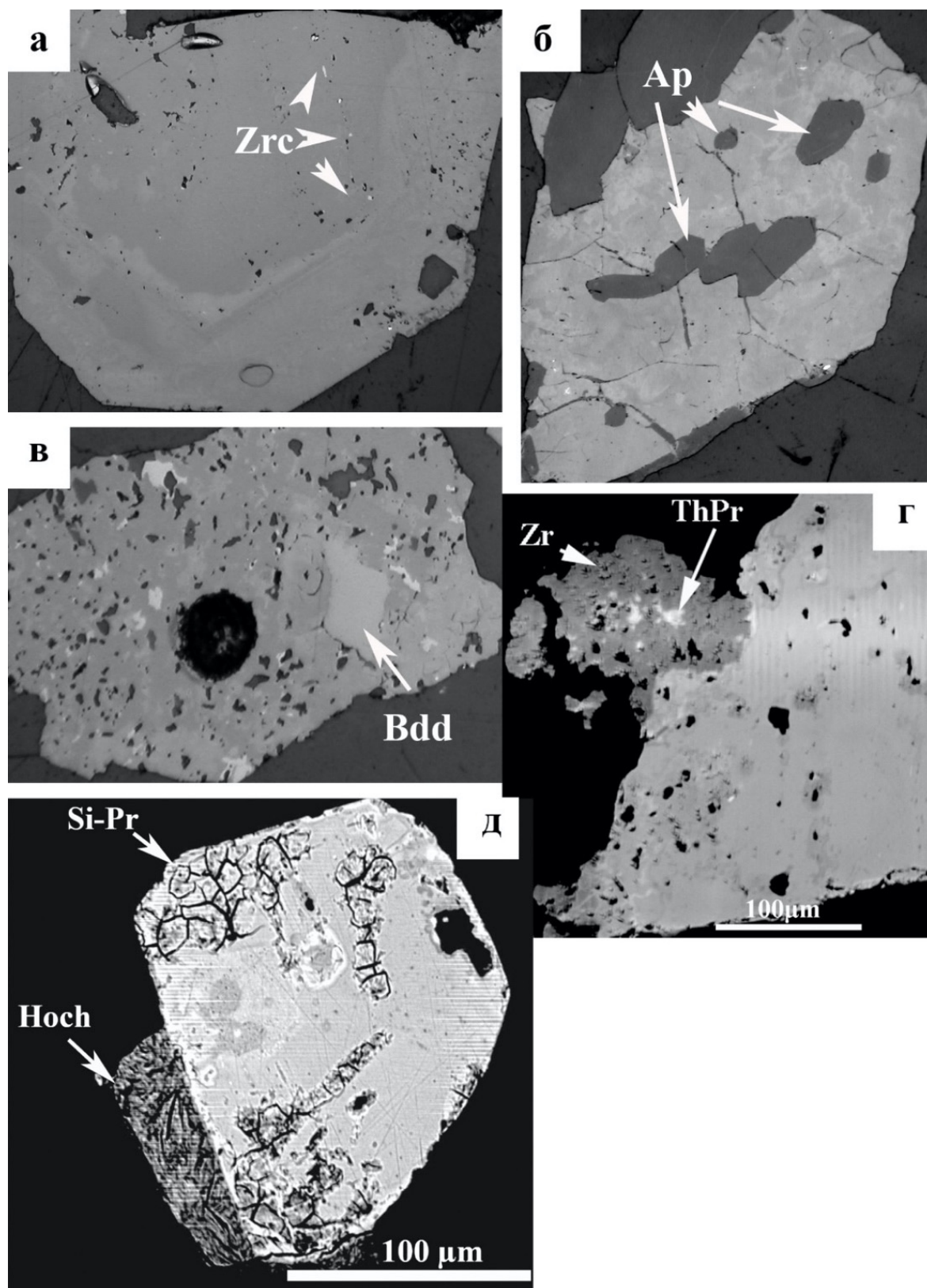


Рис. 2. Неоднородное строение пирохлора из кальцитовых карбонатитов участка Нескевара: концентрическая первичная и диффузная наложенная зональности (а-в). Во включениях ранние фазы – цирконолит (Zrc), бадделеит (Bd) и фторапатит (Ap). Изображения в отраженном свете, поле зрение 500 мкм; многочисленные темные включения – карбонаты, светлые – сульфиды (в); пирохлор замещен цирконом (Zr), Th-обогащенным пирохлором (ThPr), хошелагаитом (Hoch) и Si-обогащенным пирохлором (г, д). Изображение в отраженных электронах

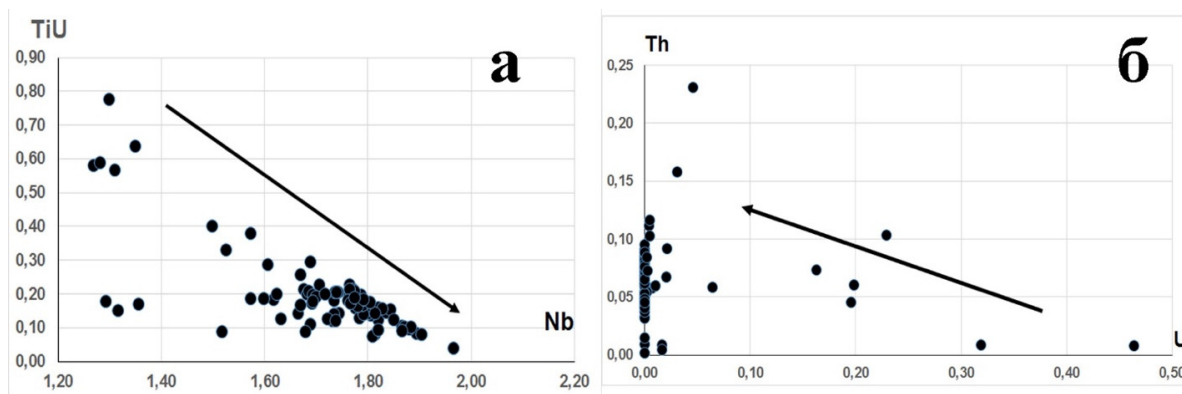


Рис. 3. Вариации радиоактивных элементов в минералах группы пироклора массива Вуориярви из различных типов пород карбонатитовой серии по литературным (Субботин, Субботина, 2000; Эпштейн и др., 1991; Chakhmouradian, Williams, 2004) и авторским данным

Изученная пироклоровая минерализация массива Вуориярви из пород карбонатитовой серии имела полистадийный генезис. Эволюция состава минерала сопровождалась вторичным обогащением из дополнительных флюидных источников, что фиксируется по изменению возраста в зональных кристаллах. В этих кристаллах обнаружены сильные вариации в отношении U и Th, связанные главным образом с катионно-обменными процессами и вторичным преобразованием, которое происходит под воздействием остаточного гидротермального флюида. В целом эволюция состава пироклора проходит с накоплением Nb, Ba, Sr и LREE и уменьшением содержания Ca, Na, U, Pb, Ti, F. Минералы группы пироклора из апатит-флогопит-магнетитовых фоскоритов характеризуются U-Pb возрастом – 410 млн лет, а из более поздних кальцит-доломитовых – 320–330 млн лет, что по-видимому отражает активизацию процессов переотложения рудного вещества на этом рубеже (Сорохтина и др., 2019). Локальное определение возраста в кристаллах пироклора позволяет проследить процессы поздних постмагматических низкотемпературных преобразований структуры и состава минерала, закрытие U-Pb системы контролируется взаимодействием с остаточными гидротермальными флюидами.

Работа выполнена в рамках темы Гос. №0137-2019-0014.

Список литературы

- Афанасьев Б.В. Минеральные ресурсы щелочно-ультраосновных массивов Кольского полуострова. СПб.: «Роза ветров», 2011. 224 с.
- Лепехина Е.Н., Антонов А.В., Беляцкий Б.В., Родионов Н.В., Бережная Н.Г., Шевченко С.С., Сергеев С.А. Особенности U-Pb датирования пироклора из щелочно-ультраосновного полифазного массива Ковдор (Сев. Карелия): изотопно-геохимические характеристики эволюции состава минералов группы пироклор // Региональная геология и металлогения. 2016. 67. С. 86–94.
- Сорохтина Н.В., Беляцкий Б.В., Антонов А.В., Лепехина Е.В., Кононкова Н.Н. Фазовая и внутрифазовая неоднородность минералов группы пироклора и вариации возраста формирования редкометальной минерализации массива Вуориярви, Кольский п-ов. // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН, 2019. № 16. С. 559–564.
- Субботин В.В., Субботина Г.Ф. Минералы группы пироклора в фоскоритах и карбонатитах Кольского полуострова // Вестник МГТУ. 2000. Т. 3. № 2. С. 273–284.
- Эпштейн Е.М., Данильченко Н.А., Нечелюстов Г.Н. Гипогенный бариопироклор из карбонатитового комплекса // ЗВМО. 1991. Т. 120. 6. С. 74–79.
- Chakhmouradian A.R., Williams C.T. Mineralogy of high-field-strength elements (Ti, Nb, Zr, Ta, Hf) in phoscoritic and carbonatitic rocks of the Kola Peninsula, Russia. / In: Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: The Key Example of the Kola Alkaline Province (Edited by F. Wall and A.N. Zaitsev). Mineralogical Society Series, 10. Mineralogical Society of Great Britain & Ireland, London, 2004. P. 293–340.
- Karchevsky P.I., Moutte J. The phoscorite-carbonatite complex of Vuoriaarvi, northern Karelia / In: Phoscorites and Carbonatites from Mantle to Mine: the Key Example of the Kola Alkaline Province (ed. F. Wall & A.N. Zaitsev, editors). Mineralogical Society Series. 10. Mineralogical Society, London, 2004. P. 163–199.
- Lumpkin G.R., Ewing R.C. Geochemical alteration of pyrochlore group minerals: Pyrochlore subgroup // Amer. Miner. 1995. V. 80. P. 732–743.

ВОЗРАСТ МОНАЦИТА ИЗ БИОТИТОВЫХ ГНЕЙСОВ ОБРАМЛЕНИЯ МАССИВА ЯРВА-ВАРАКА (МОНЧЕГОРСКИЙ РУДНЫЙ РАЙОН, КОЛЬСКИЙ РЕГИОН)

Сосновская М.А.

Апатитский филиал Мурманского государственного технического университета, Апатиты,
margarita_margo1@mail.ru

Введение. Массив Ярва-варака располагается в северо-западной части Мончегорского рудного района и представляет собой расслоенную интрузию мощностью 2 км. От других расслоенных массивов района Ярва-варака отличается присутствием гранофира (Qtz+Pl+Kfs) во всех породах массива, он сложен гранофировыми разностями норитов, диоритов и гранодиоритов (Нерович и др., 2015). Становление интрузии происходило в возрастном интервале 2498–2492 млн лет (Каулина и др., 2020).

Особый интерес к массиву Ярва-варака вызван описанным ранее сходством строения разреза и петрографо-геохимических характеристик пород с массивом Садбери (Нерович и др., 2015) импактного происхождения. Результаты исследований массива Ярва-варака способствуют подтверждению гипотезы, предполагающей участие импактных процессов в образовании массива: наличие диаплектовых стекол в виде включений в цирконе, псевдотахилитовой брекчии, структуры «полосы излома» в биотите и клиноцоизите (Каулина и др., 2017, 2020; Нерович и др., 2019, 2020).

Аналитическая методика. Изучение внутреннего строения зерен монацита в обратно-рассеянных электронах (BSE) проводилось на электронном сканирующем микроскопе LEO-1450 с энергодисперсионной приставкой XFlash-5010 Bruker Nano GmbH в Геологическом институте КНЦ РАН, г. Апатиты. Содержание в монаците оксидов Th, U и Pb было использовано для определения возраста минерала по методу химического датирования (Montel et al., 1996; Kato et al., 1999; Вотяков и др., 2011). Расчеты выполнены в программах Excel и Isoplot. Возраст монацита также определен классическим U-Pb методом ID-TIMS в лаборатории геохронологии ГИ КНЦ РАН. Методика выделения урана и свинца и изотопных измерений подробно описана в (Баянова, 2004). Расчет координат точек и параметров изохрон осуществлялся по программам PbDat (Ludwig, 1991) и Isoplot.

Особенности состава монацита. Для монацита из биотитовых гнейсов обрамления массива Ярва-варака характерны преимущественно субизометричные формы зёрен, размером от 140 до 190 мкм. Анализ BSE изображений демонстрирует неоднородность минерала, визуально в зёрнах диагностируются светлые и темные участки (рис. 1). Согласно результатам микрозондовых исследований, участки отличаются концентрациями следующих элементов: Si, Ca, Pb, U. В светлых участках выше содержание Si, темные участки обогащены Ca, Th и U (табл. 1). Высокое содержание церия (до 31.6 мас. %) позволяет относить этот монацит к Ce разновидности.

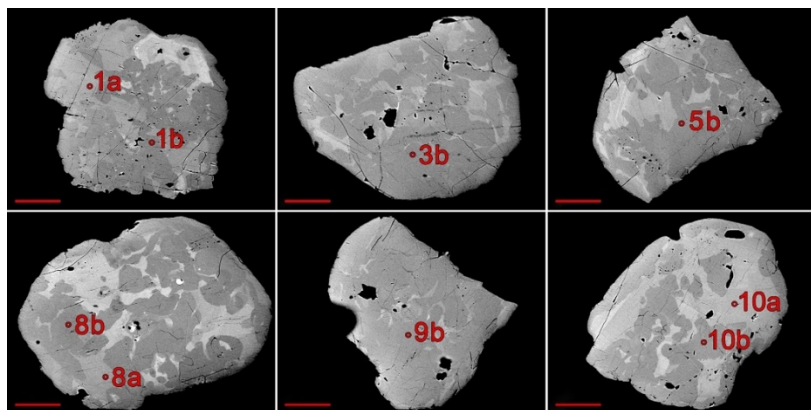


Рис. 1. Зёрна монацита, с отмеченными точками микрозондовых исследований (SEM. BSE, масштабная линейка – 50 мкм.), а – светлые участки, б – тёмные участки

Определение возраста монацита методом химического датирования. По результатам микронзондовых анализов 9 точек в монаците, согласно алгоритму (Montel et al., 1996), были рассчитаны возрасты для каждой точки. Получен широкий диапазон значений от 2304 до 2767 млн лет, средневзвешенный возраст соответствует 2572 млн лет (табл. 1).

Таблица 1. Содержание U, Th, Pb в монаците из пробы НВ-1 с рассчитанными возрастaми (мас. %)

Оксид	1а	1b	3b	5b	8а	8b	9b	10а	10b
PbO	0.83	1.21	1.29	1.32	0.82	1.25	1.45	0.94	1.38
ThO ₂	6.04	5.06	4.87	5.75	5.45	5.54	5.22	6.39	6.73
UO ₂	–	0.86	1.26	0.83	0.00	0.96	1.68	0.00	1.03
Возраст*	2608	2622	2436	2686	2841	2489	2301	2767	2395

Согласно алгоритму (Kato et al., 1999), используя программное обеспечение Excel и Isoplot (по Вотьяков и др., 2011) были построены изохроны по отношениям оксидов Th, U и Pb в монаците. Рассчитанные возрастa составляют 2304 ± 131 млн лет для UO₂*-PbO (рис. 2а), и 2239 ± 79 млн лет для ThO₂*-PbO (рис. 2б).

Полученные значения не согласуются с возрастом метаморфизма Кольской провинции (2.6–2.7 млрд лет назад) (Levchenkov et al., 1995). U-Pb возраст гранат-биотитовых и силлиманит-гранат-биотитовых гнейсов Кольской серии в Мончегорском районе составляет 2832 ± 11 млн лет (Расслоенные интрузии..., 2004). Отличающиеся возрастa, скорее всего, являются показателем выноса свинца в результате наложенных событий.

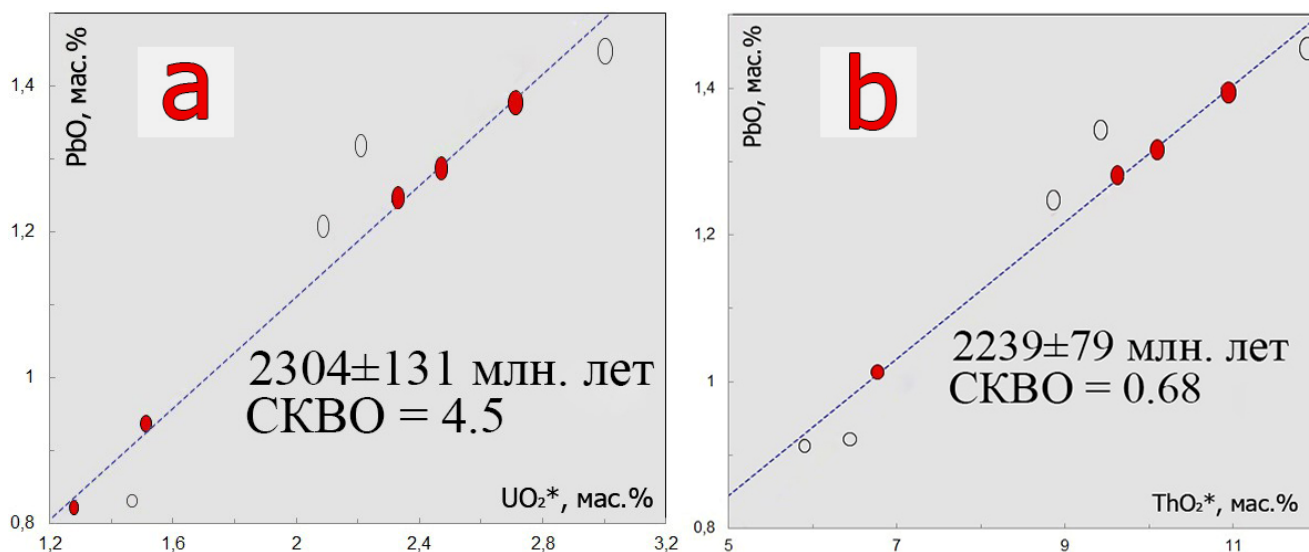


Рис. 2. Изохроны для монацита: UO₂*-PbO (а), ThO₂*-PbO (б). Эллипс соответствует значению погрешности 2σ. Красные эллипсы соответствуют данным, включенным в расчёт. Прозрачные эллипсы соответствуют данным, не включенным в расчёт

Определение возраста монацита классическим (ID-TIMS) методом. Возраст монацита определен по дискордии, построенной по 4-м фракциям монацита. Все точки лежат достаточно близко к конкордии, две из них (1 и 2) почти не отличаются по изотопным отношениям. Несмотря на высокие ошибки по осям (4.5–5.9 %), при коэффициенте корреляции близком к 1, результирующий возраст рассчитан с ошибкой +/- 10 млн лет.

Результаты геохронологических исследований монацита классическим (ID-TIMS) методом согласуются с временным интервалом метаморфизма Кольской провинции (2.6–2.7 млрд лет (Levchenkov et al., 1995)) и составляют 2706 ± 10 млн лет (рис. 3).

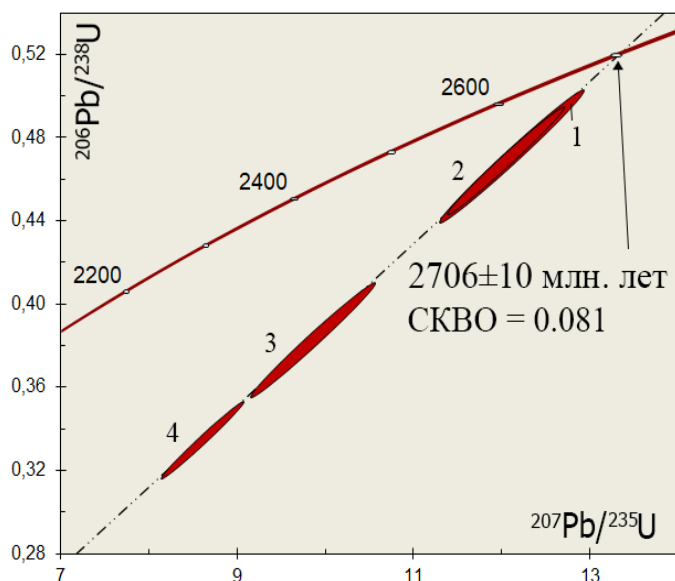


Рис. 3. Диаграмма с конкордией для монацита из биотитовых гнейсов обрамления массива Ярва-варака

Выводы. Большая разница в определении возраста монацита локальным методом химического датирования и валовым ID-TIMS методом, скорее всего, связана с диффузией свинца в кристаллической решетке минерала. Выбранные точки для локального анализа обеднены свинцом, однако при валовом анализе потерь радиогенного элемента не наблюдается. Активная диффузия свинца в пределах кристаллической решетки минерала может быть связана с наложенным процессом. При этом относительно небольшие потери свинца из зерен в целом говорят о кратковременном нагреве, что может быть связано с шоковым метаморфизмом.

Список литературы

- Вотяков С.Л., Щапова Ю.В., Хиллер В.В. Кристаллохимия и физика радиационно-термических эффектов в ряде U-Th-содержащих минералов как основа для их химического микрозондового датирования. Екатеринбург, 2011. 336 с.
- Каулина Т.В., Нерович Л.И., Бочаров В.Н., Лялина Л.М., Ильченко В.Л., Кунаккузин Е.Л., Касаткин И.А. Рамановская спектроскопия импактного циркона из расслоенного массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район, Кольский полуостров) // Вестник МГТУ. 2017. Т. 20, № 1/1. С. 72–82.
- Каулина Т.В., Лялина Л.М., Нерович Л.И., Ильченко В.Л., Кунаккузин Е.Л., Борисенко Е.С., Сосновская М.А. Возраст вероятной астроблемы Ярва-варака: U-(Th)-Pb SHRIMP II данные для бадделеита и циркона // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2020. № 17. С. 251–254. doi.org/10.31241/FNS.2020.17.047
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Базай А.В., Некипелов Д.А. Новые результаты геолого-петрографического и петро-геохимического изучения расслоенного массива Ярва-Варака (Мончегорский рудный район) // Труды XII Всероссийской (с международным участием) Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 6–7 апреля 2015 г. С. 141–146.
- Нерович Л.И., Баянова Т.Б., Кунаккузин Е.Л., Елизаров Д.В., Базай А.В. К проблеме генезиса массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район) // Труды Ферсмановской научной сессии ГИ КНЦ РАН. 2019. № 16. С. 413–417. DOI:10.31241/FNS.2019.16.083
- Нерович Л.И., Ильченко В.Л., Каулина Т.В., Базай А.В., Кунаккузин Е.Л., Мудрук С.В., Борисенко Е.С., Сосновская М.А. Первая находка псевдотахилитовой брекчии и другие признаки ударного метаморфизма в породах обрамления массива Ярва-варака (Мончегорский рудный район) // Труды XVII Всероссийской Ферсмановской научной сессии, посвященной 80-летию со дня рождения акад. РАН Ф.П. Митрофанова. Апатиты, 3 апреля 2020 г. С. 384–389.
- Расслоенные интрузии Мончегорского рудного района: петрология, оруденение, изотопия, глубинное строение. В 2-х частях // Ред. Ф.П. Митрофанов, В.Ф. Смолькин. Ч. 1. – Апатиты: Изд-во КНЦ РАН. 2004. 177 с.
- Kato T., Suzuki K., Adachi M. Computer program for the CHIME age calculation // J. Earth Planet. 1999. V. 46. P. 49–56.
- Levchenkov O.A., Levsky L.K., Nordgulen Ø., Dobrzhinetskaya L.F., Vetrin V.R., Cobbing J., Nilsson L.P., Sturt B.A. U-Pb zircon ages from Sörvaranger, Norway and the western part of the Kola Peninsula, Russia // Nor. Geol. Unders. Special. Publ. 1995. V. 7. P. 29–47.
- Ludwig K.R. PbDat for MS-DOS, version 1.21 // U.S. Geol. Survey Open-File Rept. 88–542. 1991b. 35 p.
- Montel J.-M., Foret S., Veschambre M., Nicollet C., Provost A. Electron microprobe dating of monazite // Chem. Geol. 1996. V. 131. P. 37–53.
- Suzuki K., Kato T. CHIME dating of monazite, xenotime, zircon and polycrase: Protocol, pitfalls and chemical criterion of possibly discordant age data // Gond. Res. 2008. V. 14. P. 569–586.

ДАЛЬНЕЙШЕЕ РАЗВИТИЕ МЕТОДИКИ «ДИСКРЕТНОЙ» ХИМИЧЕСКОЙ АБРАЗИИ ДЛЯ U-Pb ГЕОХРОНОЛОГИЧЕСКИХ ИССЛЕДОВАНИЙ БАДДЕЛЕИТА

Суханова М.А.^{1,2}, Сальникова Е.Б.¹, Степанова А.В.³

¹ Институт геологии и геохронологии докембрия РАН, Санкт-Петербург, maria.sukhanova.01@mail.ru

² Институт наук о Земле, Санкт-Петербургский Государственный Университет, Санкт-Петербург

³ Институт геологии Карельского научного центра РАН, Петрозаводск

Бадделеит – надежный U-Pb минерал-геохронометр, для которого в большинстве случаев удается получить конкордантные оценки возраста. Тем не менее, известны примеры, когда частичное замещение бадделеита поликристаллическим цирконом при метаморфизме (Heaman, LeCheminant, 1993; Davidson, van Breemen, 1988, Суханова и др., 2020) или иных посткристаллизационных процессах может вызывать значительную возрастную дискордантность данного минерала.

Одним из таких примеров является бадделеит, выделенный из дайки тонкозернистых массивных кварцевых долеритов, локализованной в пределах западного берега Кольского залива. Мощность дайки составляет около 30 метров. Породы метаморфизованы в условиях зеленосланцевой фации. Бадделеит, выделенный из шлира пегматоидных долеритов в центральной части тела, представлен прозрачными и полупрозрачными таблитчатыми и игольчатыми зёрнами размером 30–70 мкм, имеющих темно- и светло-коричневую окраску.

Для U-Pb изотопно-геохронологических исследований на первом этапе выделенные зёрна были разделены на несколько микронавесок (3–10 зёрен) в соответствии с интенсивностью окраски и обликом. Проанализированный с использованием стандартной U-Pb ID-TIMS методики исследования единичных зёрен (Krogh, 1973) бадделеит вне зависимости от морфологических особенностей, характеризуется прямой возрастной дискордантностью (>10 %). При детальном микроскопическом изучении было обнаружено, что изученные зёрна бадделеита отличаются присутствием тонкой (<10 мкм) оболочки, сложенной цирконом, и представляют собой бадделеит-цирконовые агрегаты.

На следующем этапе был проведен ряд экспериментов, направленных на «химическое» разделение бадделеита и циркона в этих зёрнах, и их последующие U-Pb исследования. Для отделения фаз бадделеита и циркона мы воспользовались модифицированной методикой «дискретной» химической абразии (Rioux, 2010, Суханова и др., 2020). Была выполнена серия экспериментов с 6N HCl кислотной обработкой зёрен, предварительно подвергнутых высокотемпературному отжигу. При этом изотопный индикатор в ряде экспериментов добавлялся непосредственно перед кислотной обработкой. Остаток подвергался разложению в HF, каждая фракция анализировалась отдельно. Кроме того, часть выбранных для U-Pb геохронологических исследований кристаллов бадделеита подвергалась удалению поверхностных загрязнений с помощью ультразвуковой ванны в 6N HCl.

Выщелоки, полученные в результате «дискретной» химической абразии при добавлении изотопного индикатора непосредственно перед экспериментом, и отвечающие бадделеиту, характеризуются незначительной возрастной дискордантностью или конкордантны. Величина конкордантного возраста составляет 2523 ± 9 млн лет (СКВО = 0.64). Остатки после выщелачивания, представленные цирконом, имеют существенно более молодые величины возрастов, а точки изотопного состава выщелоков и остатков аппроксимируются дискордией, верхнее пересечение которой с конкордией соответствует возрасту 2520 ± 13 млн лет, нижнее пересечение отвечает возрасту 411 ± 56 (СКВО = 2.8).

Таким образом, наиболее удачной вариацией методики дискретной химической абразии является использование ультразвуковой очистки с использованием HCl и добавление трассера непосредственно перед предварительной кислотной обработкой.

Исследования выполнены при поддержке РФФИ (проект № 20-05-00437) и темы НИР АААА-А18-118020290085-4 ИГ КарНЦ РАН.

Список литературы

Суханова, М.А., Сальникова, Е.Б., Степанова, А.В. Геохронология метаморфизованных интрузивных базитов Беломорского подвижного пояса // Актуальные проблемы геологии, геофизики и геоэкологии Северо-Запада России. Материалы XXXI Молодежной Научной Школы-Конференции, Посвященной Памяти Члена-Корреспондента АН СССР К. О. Кратца и Академика РАН Ф. П. Митрофанова. С. 277–278.

Davidson A., van Breemen O. Baddeleyite-zircon relationships in coronitic metagabbro, Grenville Province, Ontario: implications for geochronology // Contrib. to Mineral. Petrol. 1988. Vol. 100, № 3. P. 291–299.

Heaman L.M., Le Cheminant A.N. Paragenesis and U-Pb systematics of baddeleyite (ZrO₂) // Chem. Geol. 1993. Vol. 110. № 1–3. P. 95–126.

Rioux M., Dudas F., Bowring S., Hanson R. Characterizing the U–Pb systematics of baddeleyite through chemical abrasion: application of multi-step digestion methods to baddeleyite geochronology // Contrib. to Mineral. Petrol. 2010. T. 160. С. 777–801.

Krogh T.E. A low-contamination method for hydrothermal decomposition of zircon and extraction of U and Pb for isotopic age determinations // Geochim. Cosmochim. Acta. 1973. Vol. 87. P. 485–494.

ГЕОХИМИЯ ПОРОД РАННЕМЕЗОЗОЙСКИХ ЭКЗОТИЧЕСКИХ ГЛЫБ В ДОЛИНАХ р. БОДРАК И р. АЛЬМА, ГОРНЫЙ КРЫМ

Чеботарева В.А.

Санкт-Петербургский государственный университет, Санкт-Петербург, vika.chebotaryowa@yandex.ru

Введение. Огромные (от 1 до 100 м) экзотические глыбы карбонатных и терригенных пород широко распространены в триас-юрских флишоидных толщах и одновозрастном тектоническом меланже Горного Крыма. Согласно палеонтологическим данным глыбы имеют возраст от позднего палеозоя до раннего мезозоя (Туманская, 1931; Казакова, 1962; Густомесов, 1967; Зайцев, Аркадьев, 2019), что значительно древнее вмещающих пород. Среди всех обнаруженных глыб, количество глыб раннемезозойского возраста преобладает над палеозойскими.

Проблема происхождения экзотических глыб остается весьма актуальной с момента их обнаружения в начале прошлого столетия. Сегодня существует две основных гипотезы объяснения природы более древних глыб в юрских толщах – оползневая и надвиговая, в пользу каждой из которых предложены различные доказательства (Туманская, 1931; Муратов, 1973; Юдин, 1993). Изучение экзотических глыб может стать ключом к реконструкции истории геологического развития региона. Однако решение этого вопроса невозможно без определения первичного состава пород, слагающих глыбы.

Объектом исследования в работе является несколько экзотических глыб, имеющих раннемезозойский возраст: на склоне г. Патиль (долина р. Бодрак) и Альминские глыбы – одна из них на берегу Партизанского водохранилища, а три мелких глыбы в Известняковом овраге на междуречье Бодрака и Альмы. Несмотря на длительную историю изучения, данных по геохимическим характеристикам этих объектов в литературных источниках обнаружено не было. Эта работа предполагает комплексное литолого-геохимическое изучение пород из трех экзотических глыб мезозойского возраста. Главной целью работы было уточнение фациальных условий формирования осадочных пород, слагающих глыбы, и установление литолого-геохимических различий между ними.

Глыба на склоне г. Патиль (Розовое поле, «Татьянина горка») расположена на северном склоне горы, на краю поля и леса, в 350 м от моста через р. Бодрак в д. Трудолюбовка (азимут на мост 10°). Глыба имеет длину около 10 м и в высоту достигает 1.5 м. Она сложена плотными карбонатными породами и подразделяется на два участка с разной структурой. Одна часть выхода светло-серая массивная со средне-крупнокристаллической структурой, а вторая – имеет более рыхлую оолитовую структуру, хорошо заметную на темно-серой выветрелой поверхности. Порода содержит большой процент остатков макрофауны (брахиоподы, иглокожие).

Исследователями, которые придерживаются оползневой гипотезы происхождения глыб, данное карбонатное тело, вместе с глыбами близкого возраста, описывается как линза известняков в породах эскиординской свиты (Комаров и др., 2012). Возраст глыбы на северном склоне г. Патиль был определен по аммонитам (Казакова, 1962) и по белемнитам (Густомесов, 1967) как лотарингский (верхнесинемюрский), что совпадает с возрастом вмещающих глин. Детальное изучение фауны в карбонатной глыбе показало, что снизу-вверх возраст фауны в глыбе меняется от верхнесинемюрского до верхнеплинсбахского (нижняя юра) (Зайцев, Аркадьев, 2019; Комаров и др., 2012).

Альминские глыбы находятся во флишоидных отложениях, обнажающихся в бассейне р. Альма. Глыбы представлены отдельными блоками округлой формы с размерами от первых до нескольких метров. Крупные блоки располагаются на южном берегу Партизанского водохранилища, ближе к его восточному краю. Более мелкие блоки часто встречаются по восточному

борту оврага, который уходит в сторону междуречья Бодрака и Альмы. Крупнейший верхнетриасовый блок или линза коренных известняков обнажается на левом берегу р. Альма, и по комплексу брахиопод ее возраст определен как норийский-рэтский (верхний триас) (Моисеев, 1937; Муратов, 1973; Pronina, Nestell, 1997).

Минералого-геохимическое исследование

Карбонатные породы на горе Патиль сложены органогенно-обломочными известняками с микритовым цементом (рис. 1а). Среди обломков видны раковины фораминифер, обломки иглокожих, ткани криноидей и обломки раковин брахиопод.

Альминские глыбы – это песчанистые известняки, которые сложены средне- и мелкозернистыми песчаниками и алевролитами с карбонатным или глинистым цементом (рис. 1б). Основная часть обломков представлена кварцем и полевыми шпатами. В качестве примеси содержатся гидрослюда (глауконит) и хлориты. Сортированность отсутствует, обломки угловатые, неокатанные.

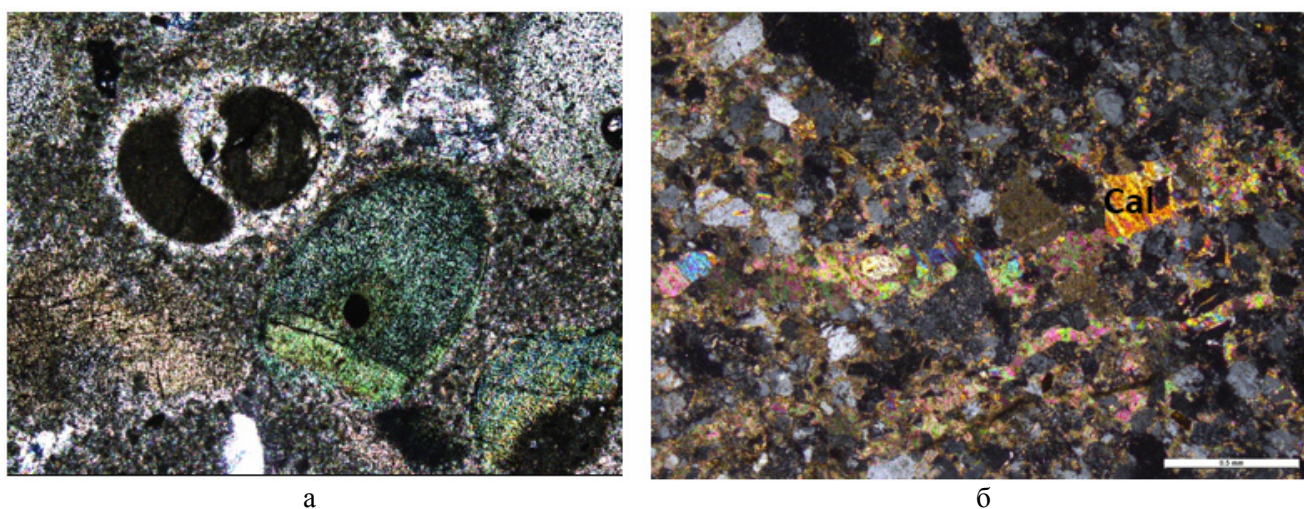


Рис. 1. Образцы с анализатором: K0101 (а). Развитие крустификации по детрита фораминифер и иглокожих (глыба Патиль); K0436 (б). Средне-мелкозернистый песчаник с известковым цементом (глыба на берегу Партизанского водохранилища)

Общими признаками для изученных глыб является сохранность первично-осадочных структур и текстур и отсутствие сортировки. Для всех пород характерно присутствие кальцитовых прожилок и раковинного детрита.

С целью уточнения минерального состава пород для 6 образцов из разных глыб был произведен рентгенофазовый анализ. Результаты анализа подтверждают и дополняют выводы, сделанные на основе петрографического изучения (рис. 2).

Основным компонентом для карбонатной глыбы Патиль является кальцит, количество которого изменяется от 86 до 99 %. Количество доломита в образцах этой глыбы очень небольшое от 1 до 3 %, а доля кварца составляет 2–4 %.

Для Альминских глыб основными компонентами являются кварц (49–58 % – глыбы на берегу водохранилища, 70–80 % – в овраге), К-На полевые шпаты (10–25 % – на берегу, 5–6 % – в овраге), слюда (10–13 % на берегу, 4–5 % в овраге) и минералы группы хлорита (5–8 %). Отличия внутри этой группы глыб заключаются в наличии доломита (2–4 %) для глыб в овраге и в большем содержании глауконита (7–10 %) для глыб на берегу. Содержание кальцита в Альминских глыбах варьирует от 2 до 12 %.

В образцах карбонатных и песчаных пород были определены концентрации Ca, Mg, Mn, Fe, Sr с помощью атомно-эмиссионного анализа и использованием оборудования Ресурсного центра МАСВ (СПбГУ, Санкт-Петербург).

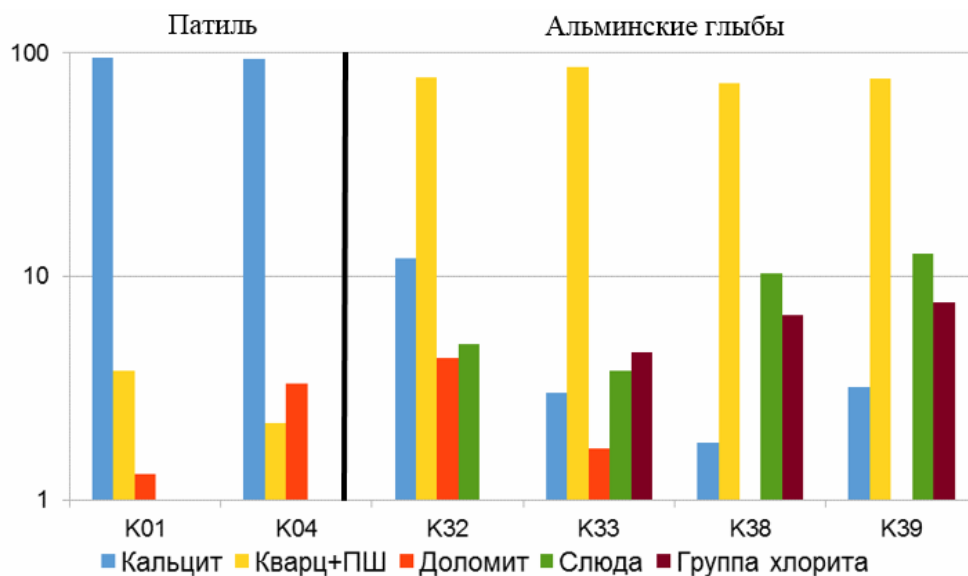


Рис. 2. Соотношение минеральных фаз в породах глыб (логарифмический масштаб)

Содержание кальция в известняках, слагающих карбонатную глыбу Патиль, достигает 35–40 %, а магния – менее 1 %. Песчаные породы Альминских глыб характеризуются низким содержанием кальция (до 23 %). Карбонатный цемент песчаных пород Альминских глыб сложен кальцитом с примесью доломита. Количество магния в цементе варьирует от 1 до 3 %. Однако судя по данным минералогического анализа, только часть магния находится в доломите, остальная часть выщелочена из хлорита (до 5–8 %) при химической обработке образца.

Известняки глыбы Патиль содержат достаточно высокие концентрации Fe (850–1750 мкг/г) и Mn (200–700 мкг/г) при средних концентрациях Sr (150–230 мкг/г). По этим значениям, известняки отличаются от карбонатных осадков открыто-морских бассейнов (Кузнецов и др., 2012), и попадают в поле карбонатов осолоненных бассейнов.

Карбонатные цементы Альминских глыб при высоких концентрациях Sr (250–1500 мкг/г), резко обогащены Fe (до 100000 мкг/г) и Mn (1000–3200 мкг/г). Причин обогащения Fe и Mn может быть две: первая – отложение в более глубоководных условиях, вторая – обогащение поровых вод песчаников Fe и Mn при выщелачивании силикатных минералов на стадии эпигенеза.

Заключение. Проведенное исследование показывает, что раннемезозойские экзотические глыбы в долинах рек Бодрак и Альма являются фрагментами осадочных пород разного генезиса. Степень диагенеза пород, слагающих глыбы, очень невысокая – на уровне умеренного катагенеза. Независимо от размера изученных глыб, деформированность органических остатков в породах практически не проявлена. Карбонатные породы глыбы Патиль содержат следы диагенетической доломитизации. Редкие прожилки секут как первичные структуры, так и некоторые органические остатки.

На основе литолого-геохимического изучения пород автор предположил, что известковые песчаники, слагающие Альминские глыбы, могли образоваться в литоральной зоне или в эстуарии крупной реки. Органогенно-обломочные известняки карбонатной глыбы Патиль могут быть отнесены к глубоководной части склона рифового комплекса, который был удален от берега и области сноса.

Таким образом, обнаруженные геохимические различия раннемезозойских карбонатных глыб, могут указывать на то, что они являются фрагментами разных осадочных блоков. Этот результат согласуется с тем, как экзотические глыбы были охарактеризованы предшественниками. Но для того, чтобы однозначно определить причины нахождения глыб в тектоническом меланже и флишевой толще и согласиться с одной из гипотез, требуется более детальное изучение объектов, что и планируется в процессе дальнейшей работы.

Список литературы

- Густомесов В.А.* Заметки об юрских и нижнемеловых белемнитах Бахчисарайского района Крыма // Бюлл. МОИП. Отд. Геол. 1967. Т. 42. № 3. С. 120–134.
- Зайцев Б.А., Аркадьев В.В.* Новые данные о нижнеюрских аммонитах бассейна реки Бодрак (Юго-Западный Крым) // Региональная геология и металлогения. 2019. № 78. С. 21–30.
- Казакова В.П.* К стратиграфии нижнеюрских отложений бассейна р. Бодрак (Горный Крым) // Бюл. МОИП. Отд. геологии. 1962. Т. 37, вып. 4. С. 36–50.
- Комаров В.Н., Рыбакова А.В., Чеботарева Я.И.* О первой находке аммонитов рода *Ptycharietites* Spath в эскиординской свите Горного Крыма // Изв. ВУЗ. Геология и разведка. 2012. № 3. С. 3–8.
- Кузнецов А.Б., Семихатов М.А., Горохов И.М.* Изотопный состав Sr в водах мирового океана, окраинных и внутренних морях: возможности и ограничения Sr-изотопной хемотратиграфии // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2012. Т. 20. № 6. С. 3–19.
- Моисеев А.С.* О херсонесском (киммерийском) горообразовании и его проявлении в Крыму // Тр. Ленингр. о-ва естество-исп. 1937. Т. 66. Вып. 1. С. 6–33.
- Муратов М.В.* Геология Крымского полуострова / В кн.: Руководство по учебной геологической практике в Крыму. Том II. М.: «Недра», 1973. 192 с.
- Туманская О.Г.* Пермо-карбоновые отложения Крыма. Ч. 1. Cephalopoda. Ammonoidea. М.; Л.: 1931. 117 с.
- Юдин В.В.* Симферопольский меланж // Докл. РАН. 1993. Т. 333. № 2. С. 250–252.
- Pronina G.P., Nestell M.K.* Middle and Late Permian Foraminifera from exotic limestone blocks of the Alma River Basin, Crimea. 1997.

РЕКОНСТРУКЦИЯ УСЛОВИЙ ИЗВЕРЖЕНИЯ ГОЛЫГИНСКИХ ИГНИМБРИТОВ (ЮЖНАЯ КАМЧАТКА)

Щеклеина М.Д.¹, Плечов П.Ю.², Биндеман И.В.², Давыдова В.О.¹,
Щербаков В.Д.¹, Рычагов И.В.³

¹Геологический факультет Московского государственного университета, Москва, mary.shec@yandex.ru

²Минералогический музей им. А.Е. Ферсмана РАН, Москва

³Институт вулканологии и сейсмологии ДВО РАН, Петропавловск-Камчатский

В рамках проведенного исследования были отобраны 7 образцов керн из скважины К-6 (N 51° 27' 28" E 156° 48' 05"), пробуренной в долине реки Паужетка в середине 1960-х годов. Данные образцы принадлежат породам толщи Голыгинских игнимбритов и соответствуют глубинному интервалу скважины 370–470 м. Образование толщи Голыгинских игнимбритов на Южной Камчатке связывают с формированием Паужетской кальдеры размером 27 × 18 км и вертикальным смещением около 1000 м (Erlich, 1986) 0.48 млн лет назад (Bindeman et al., 2010). Первые описания толщи Голыгинских игнимбритов принадлежат С.Е. Апрелькову (1961) и Е.Ф. Малееву (1961). Мощность игнимбритов Голыгинского горизонта оценивается ими от 70 до 300 м (Апрелков, 1961). Все отобранные образцы представлены спеченными туфами, которые в среднем содержат 20 % кристаллокластов, и около 10–15 % литокластов. Кристаллокласты представлены плагиоклазом, кварцем, амфиболом, и пироксеном в аксессуарных количествах. СЛ снимки зерен кварца показывают их сложную зональность (рис. 1а). Оценки температуры формирования кварца, полученные с использованием геотермометра, основанного на содержании титана в кварце, лежат в диапазоне от 877 до 784 °С, средняя температура равна 839 °С при допущении, что активность TiO_2 равна 1. В таком случае полученные температуры имеют погрешность ± 21 °С (Wark, Watson, 2006). Некоторые зерна амфибола в значительной мере подверглись вторичным преобразованиям, однако отдельные зерна, сохранившие первичную магматическую зональность (рис. 1б), позволяют оценить температуру ($T = 988$ °С) и давление ($P = 4.6–5.2$ Кбар) их кристаллизации (Ridolfi et al., 2010). Плагиоклаз также часто зональный с более основной центральной частью ($An = 65–85$) по сравнению с более поздними зонами роста ($An = 45–65$). Оценка температуры по амфибол-плагиоклазовому геотермометру показала вариации температуры от 904 до 1170 °С (Holland, Blundy, 1994). Зерна кварца содержат расплавные включения (рис. 3в).

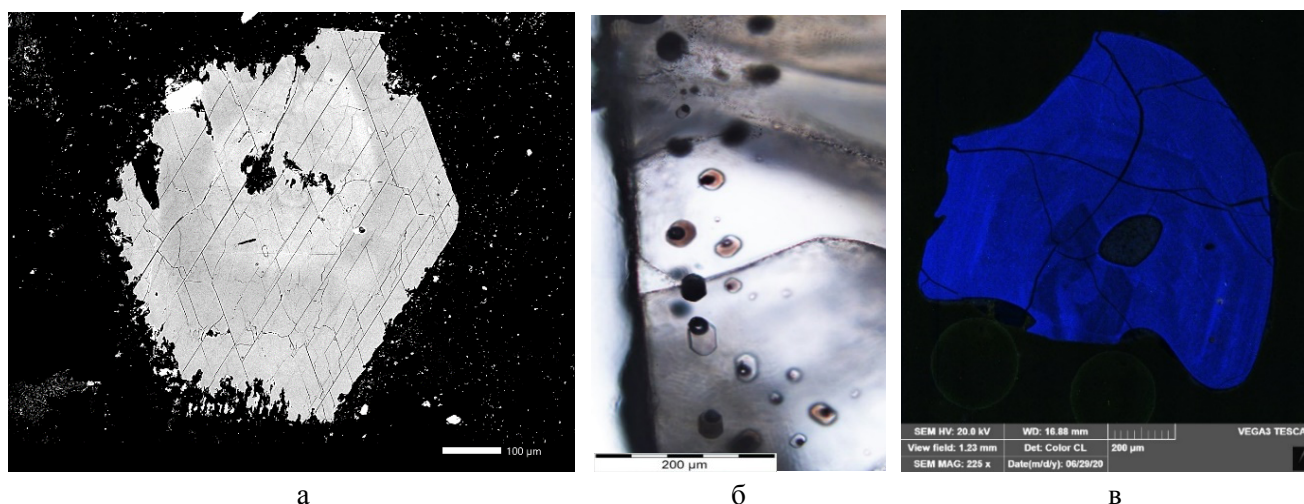


Рис 1. Зональное зерно кварца Голыгинского игнимбрита. СЛ-изображение. Более светлые зоны характеризуются большими концентрациями TiO_2 (а); Зерно амфибола с сохранившейся первичной магматической зональностью (б); Расплавные включения, расположенные по зоне роста в кварце (в)

Реконструированный по первичным стекловатым расплавленным включениям состав магматического расплава отвечает субщелочным риолитам и позволяет оценить давление кристаллизации в 1–2 Кбар (Blundy, Cashman 2001), температуру – в 770–870 °С и первичное содержание воды в магматическом расплаве 4–6 мас. % (Danyushevsky, Plechov, 2011; Moore et al., 1998). Максимальное содержание воды в расплавленных включениях, оцененное методом недостатка суммы при измеренном на микрозонде кислороде, составило 1.6 ± 0.5 мас. %. Содержание серы в изученных стеклах расплавленных включений находится ниже порога обнаружения микрозондового анализа (0.05 мас. %).

Список литературы

- Апрелков С.Е. Игнимбриты Гольгинских гор (Южная Камчатка) // Тр. Лаб. Вулканол. 1961. Вып. 20. С. 92–96
- Малеев Е.Ф. Пирокластическая природа игнимбритов юга Камчатки // Тр. Лаб. Вулканол. 1961. Вып. 20. С. 97–101.
- Bindeman I.N., Leonov V.L., Izbekov P.E., Ponomareva V.V., Watts K.E., Shipley N.K., Perepelov A.B., Bazanova L.I., Jicha B.R., Singer B.S., Schmitt A.K., Portnyagin M.V., Chen C.H.: Large-volume silicic volcanism in Kamchatka: Ar-Ar, and U-Pb ages, isotopic, and geochemical characteristics of major pre-Holocene caldera-forming eruptions, Bull. Volc. Geotherm. Res., 189, 57–80, 2010.
- Blundy J., Cashman K. Ascent-driven crystallisation of dacite magmas at Mount St Helens, 1980–1986 // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2001. Т. 140. № 6. С. 631–650.
- Danyushevsky L.V., Plechov P. Petrolog3: Integrated software for modeling crystallization processes // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2011. Т. 12. № 7.
- Erlich E. Geology of the calderas of Kamchatka and Kurile islands with comparison to calderas of Japan and the Aleutians, Alaska. USGS Open File Report vol. 86–291, 1986, 300 p.
- Holland T., Blundy J. Non-ideal interactions in calcic amphiboles and their bearing on amphibole-plagioclase thermometry // Contributions to mineralogy and petrology. 1994. Т. 116. №. 4. С. 433–447.
- Moore G., Vennemann T., Carmichael I. S. E. An empirical model for the solubility of H₂O in magmas to 3 kilobars // American Mineralogist. 1998. Т. 83. №. 1–2. С. 36–42.
- Ridolfi F., Renzulli A., Puerini M. Stability and chemical equilibrium of amphibole in calc-alkaline magmas: an overview, new thermobarometric formulations and application to subduction-related volcanoes // Contrib Mineral Petrol (2010) 160:45–66
- Wark D.A., Watson E.B. TitaniQ: a titanium-in-quartz geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 2006. Т. 152. № 6. С. 743–754.

ПЕРВЫЕ ДАННЫЕ ЭЛЕМЕНТНОГО И МИНЕРАЛОГИЧЕСКОГО СОСТАВА ОСАДОЧНЫХ ОТЛОЖЕНИЙ ОЗЕРА ШИРА (ХАКАСИЯ)

Юсупова А.Р., Кузина Д.М., Антоненко В.В., Крылов П.С.

Казанский федеральный университет, Институт геологии и нефтегазовых технологий, Казань,
yusupovaanast095@gmail.com

Донные отложения озер являются одними из самых детальных геологических архивов, в которых сохранена информация о прошлых природно-климатических обстановках регионального и планетарного уровня с разрешением от тысячелетий и столетий до года (Субетто, 2009).

Геохимические данные несут важную информацию об условиях седиментогенеза в озерных бассейнах (Bovle, 2002). Процессы химического выветривания тесно связаны с температурой и условиями осадков в регионе (Lasaga et al., 1994; White and Blum, 1995). На химические характеристики озерных осадков влияют состав горных пород источников сноса, степень их химического и физического выветривания, способы транспортировки материала в бассейн, постседиментационные образования (Юдович, Кетрис, 2011; Fralick, Kronberg, 1977). Отношения химических элементов в озерных отложениях могут служить индикатором истории химического выветривания водосборного бассейна озера.

Целью настоящей работы является изучение элементного и минералогического состава донных отложений озера Шира (Хакассия) и их связи с климатической стадийностью Голоцена.

Предварительные сейсмоакустические исследования позволили наметить места отбора керна. Всего было отобрано 3 керновые колонки (рис. 1а), длина которых изменяется от 376 до 508 см. Общее количество отобранных образцов составило 664 шт., с шагом отбора 2 см. Для детального изучения была выбрана самая длинная отобранная керновая колонка № 3, расположенная в северо-западной части озера (54°31'18.2"N; 90°10'43.7"E). Керновая колонка была изучена методом рентгенофлуоресцентного и рентгенографического фазового анализа.

Радиоуглеродное датирование 10 образцов было проведено в Национальном университете Тайваня (NTUAMS Lab) на ускорительном масс-спектрометре 1.0 MV HVE. Для калибровки возраста образцов использовались программный продукт OxCal v4.2.4 Bronk Ramsey (2013) и калибровочная кривая IntCal 13. На основе полученных данных построена возрастная модель, рассчитана скорость осадконакопления (рис. 1б). Согласно радиоуглеродному датированию, максимальный возраст озера составляет ~10 тыс. лет.

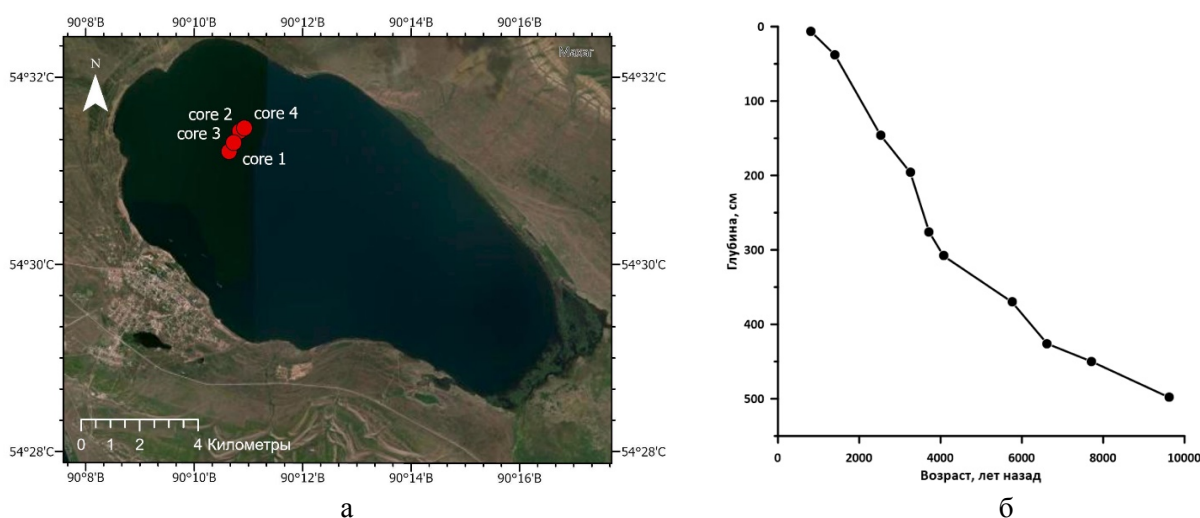


Рис. 1. Расположение мест отбора керновых колонок (красные точки) (а);
результат радиоуглеродного датирования (б)

Рентгенофлуоресцентный анализ (РФА) был проведен для определения вещественного состава осадков озера Шира, выявления литохимических прокси для реконструкции озерных обстановок осадконакопления, при этом использовался рентгенофлуоресцентный спектрометр Bruker S8 Tiger. Всего был изучен 51 образец с шагом 10 см.

Исследуемые донные отложения были проанализированы на наличие основных оксидов, таких как SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , CaO , Fe_2O_3 , K_2O , TiO_2 , P_2O_5 , MnO и MgO , и микроэлементов, таких как Sr, Rb, Cu, Cr, Co, Zn, Ni, V и Zr. Выходные значения были скорректированы с учетом потери при прокаливании образцов, проводившемся при температуре 1100 °С в течение ~ 2 часов.

Вариации значений показателей элементного анализа отображены на рисунке 2. Согласно поведению значений литохимических параметров, явные климатические изменения произошли на границах Атлантической/Суббореальной, Суббореальной/Субатлантической стадий.

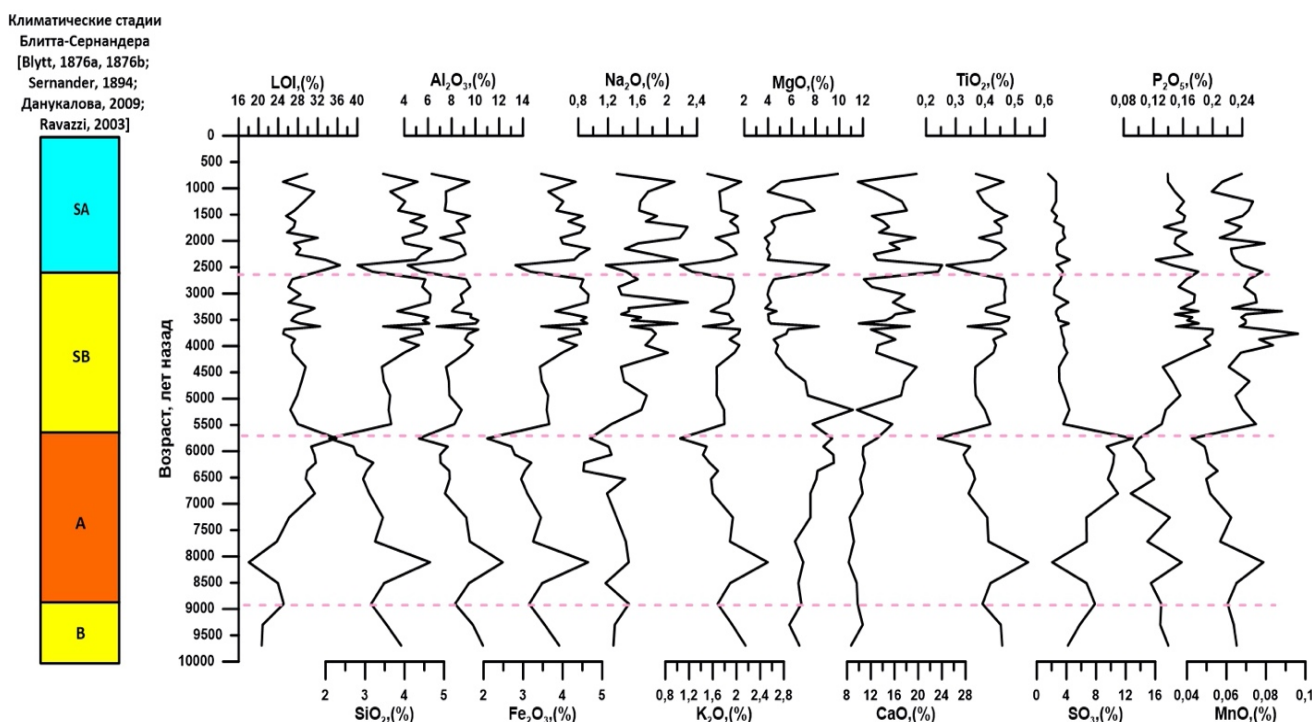


Рис. 2. Вариации показателей элементного анализа вдоль керновой колонки № 3 озера Шира в сопоставлении с климатической стадийностью Верхнего Плейстоцена и Голоцена по (Blytt, 1876a, 1876b; Sernander, 1894; Данукалова, 2009; Ravazzi, 2003)

Минералогический состав осадков определялся по колонке № 3 с использованием дифрактометра Bruker D2 Phaser. Шаг исследования составил 20 см, количество образцов – 26. Результаты минералогического анализа представлены на рисунке 3. По данным рентгенодифрактометрии в осадках содержится кварц (16–40 %), хлорит (2–10 %), слюда (8–18 %), альбит (4–24 %), доломит (0–20 %), кальцит (4–28 %), гипс (0–30 %), микроклин (4–14 %) (рис. 3а). Так же в осадках зафиксировано наличие арагонита (2–23 %), магнезиального кальцита (1–5 %), моногидрокальцита (3–34 %), пирита (1 %), термонатрита (4–10 %), роговой обманки (2– 6 %) (рис. 3б).

Если некоторые минералы по разрезу не претерпевают существенных изменений, то другие, к примеру, гипс и доломит, изменяются в больших пределах и могут говорить об изменении условий осадконакопления в озере. Повышенные значения содержания гипса в середине Суббореальной, начале и середине Субатлантической климатических стадиях, говорит о более богатых сульфатами водных растворах и увеличении испарения. Увеличение процентного содержания доломита в конце Атлантической и начале Суббореальной стадии, возможно, свидетельствует о засушливости климата, когда за счет испарения происходило осаждение данного минерала».

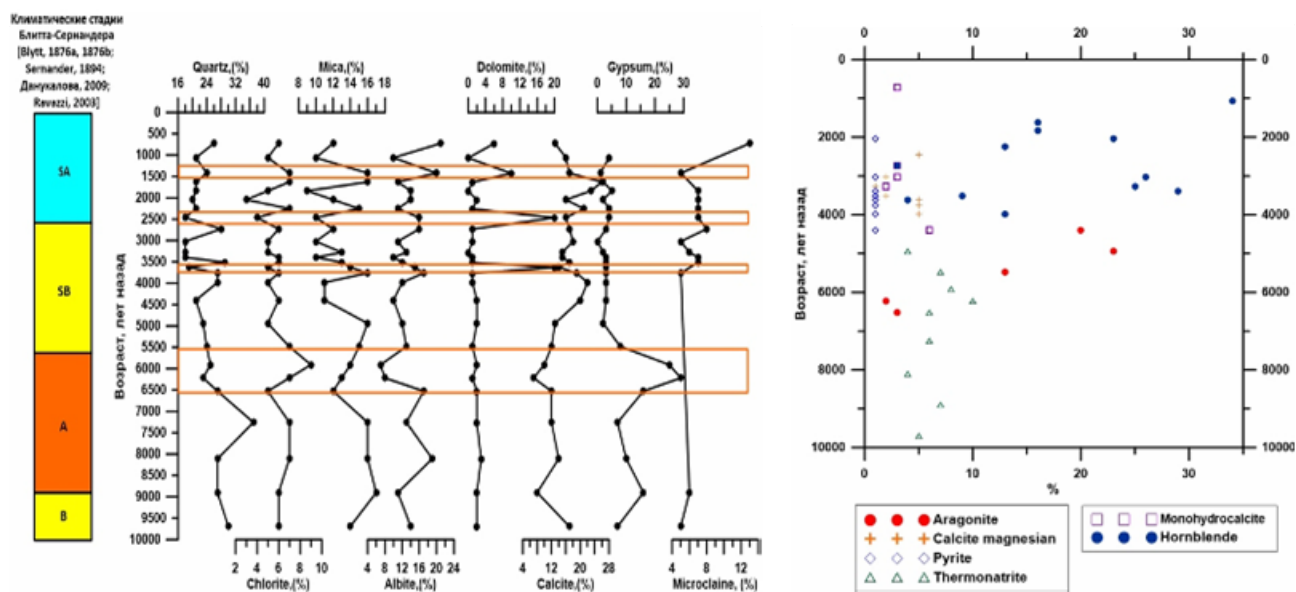


Рис. 3. Минералогический состав осадка озера Ширы в сопоставлении с климатической стадийностью Верхнего Плейстоцена и Голоцена по (Blytt, 1876a, 1876b; Sernander, 1894; Ravazzi, 2003; Данукалова, 2009)

Таким образом, полученные данные элементного и минералогического анализов позволяют провести предварительную реконструкцию изменения климата Восточной Сибири в голоцене.

Работа выполнена за счет средств субсидии, выделенной КФУ для выполнения государственного задания № 671-2020-0049 в сфере научной деятельности.

Список литературы

- Данукалова Г.А. Стратиграфическое расчленение верхнечетвертичных отложений южноуральского региона // Геологический сборник. Информационные материалы: Институт геологии УНЦ РАН. Уфа, 2009. С. 40–48.
- Субетто Д.А. Донные отложения озер: палеолимнологические реконструкции. Изд-во РГПУ им. А.И. Герцена, 2009. 309 с.
- Юдович Я.Э., Кетрис М.П. Геохимические индикаторы литогенеза (литологическая геохимия). Сыктывкар: Геопринт, 2011. 742 с.
- Blytt A.G. Forsøg til en Theori on Indvandingen af Norges Flora // Nyt Mag. Naturvid. Christiana (Oslo). 1876b. V. 21. P. 279–362.
- Blytt A.G. Immigration of the Norwegian Flora // Cammermeyer. Christiania (Oslo). 1876a. P. 89.
- Sernander, R. Studier öfver den Götländska vegetationens utvecklingshistora // Akademisk afhandling: Uppsala. 1894. P. 112.
- Bovle J.F. Inorganic geochemical methods in paleolimnology // Tracking Environmental change using lake sediments: Physical and geochemical methods. 2002. V. 2. P. 83–142.
- Fralick P.W., Kronberg B.I. Geochemical discrimination of elastic sedimentary rock sources // Sedimentary Geology. 1997. Vol. 113. P. 111–124.
- Lasaga A.C., Soler J.M., Ganor J., Burch T.E., Nagy K.L. Chemical weathering rate laws and global geochemical cycles // Geochim Cosmochim Acta. 1994. Vol. 58. P. 2361–2386.
- Ravazzi C. An overview of the Quaternary continental stratigraphic units based on biological and climatic events in Italy // Italian Journal of Quaternary Sciences. 2003. V. 16. P. 11–18.
- White, A.F., Blum, A.E. Effects of climate on chemical weathering in watersheds // Geochim Cosmochim Acta. 1995. Vol. 59. P. 1729–1747.