

ИГЕМ РАН
СМУиС ИГЕМ РАН

БОРЬБА ИСПАНСКОГО НАРОДА -
ОБЩЕЕ ДЕЛО ВСЕГО ПЕРЕДОВОГО И
ПРОГРЕССИВНОГО ЧЕЛОВЕЧЕСТВА.
ОПРУЖИМ СОУЩЕСТВИЕМ И ОНАЖЕМ
ПОМОЩЬ ИСПАНСКОМУ НАРОДУ!

ОКТОБРЯ
АКАДЕМИЯ НАУК СССР
ОМОНОСОВСКИЙ ИНСТИТУТ

ДА ЗАРДВСТВЕТ ВРАГИ
НЕПОВЕРЛИВО ЗНАЮЩИ
МАРКСА-ЭНГЕЛСА-ЛЕНИНА!
ДА ЗАРДВСТВЕТ АРМИИЗМ!

ДА ЗАРДВСТВЕТ КИХ ГОДОВЩИНА
ВЕЛИКОЙ СОЦИАЛИСТИЧЕСКОЙ РЕВОЛЮЦИИ Р СССР

НОВОЕ В ПОЗНАНИИ ПРОЦЕССОВ РУДООБРАЗОВАНИЯ

Труды молодых учёных,
посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН

Научное электронное издание

ИГЕМ РАН, Москва
2020 г.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук
(ИГЕМ РАН)

Новое в познании процессов рудобразования

Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН

Москва-2020

УДК 553+552+548/549+550.4+550.3+502/504+550.93

ББК 26.3

Н 74

Новое в познании процессов рудообразования: Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН - Электрон. дан. (1 файл: 21 Мб) - М.: ИГЕМ РАН, 2020.

В сборнике представлены Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии Российской академии наук. Тезисы Трудов молодых учёных посвящены изучению различных вопросов геологии, минералогии и геохимии рудных месторождений, а также вопросам геоэкологии.

Редакторы: В.А. Петров, Е.Е. Амплиева, С.А. Устинов, Е.В. Ковальчук, С.В. Ковригина

Фото на обложке: Здание ИГЕМ РАН, 1936 г. – Архив ИГЕМ РАН;
Здание ИГЕМ РАН, 2020 г. – автор С.А. Устинов.

ISBN 978-5-88918-061-6

© Коллектив авторов, 2020
© ИГЕМ РАН, 2020
© СМУиС ИГЕМ РАН, 2020

Оглавление

| | |
|--|----|
| Оглавление..... | 4 |
| Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН | 8 |
| Минералогия и парагенетическая систематика ксенокристаллов граната из кимберлитовой трубки “Электра”, Сибирский кратон | |
| Батурин Л.С., Резвухин Д.И., Карпутин И.С..... | 9 |
| Геологическое строение, минеральный состав и особенности образования месторождения бентонита 10й Хутор (респ. Хакасия) | |
| Белоусов П. Е., Крупская В.В., Чупаленков Н.М., Морзов И.А., Закусин С.В..... | 13 |
| Геологическое строение и вещественный состав Зареченского барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) | |
| Бестемьянова К.В. | 16 |
| Метасоматические преобразования рудовмещающих пород Габриэлевского рудопоявления (Восточный Казахстан) | |
| Бибко А.А., Бухарова О.В., Лычагин Д.В..... | 21 |
| Петрогеохимическая характеристика дайкового комплекса Воронцовского золоторудного месторождения (Сев. Урал) | |
| Блоков В. И. | 23 |
| Газово-метасоматическое изменение базальта в минерализованных зонах fumaroly Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка | |
| Булах М.О., Кошлякова Н.Н. | 25 |
| Особенности структуры российских запасов золота | |
| Вильданов Д.И..... | 29 |
| Геолого-геохимические особенности кварц-карбонатно-силикатных жил Беломорского подвижного пояса северной Карелии | |
| Волков И.С..... | 32 |
| Вещественный состав золотого оруденения месторождения Таушан (горы Кульджуктау, Центральные Кызылкумы) | |
| Джурабаев А.Б., Амиров Э.М., Оролов А.К, Садиров Р.М. | 35 |
| Опыт изучения монтмориллонита и глауконита в качестве основных полифункциональных компонентов для создания новых удобрений | |
| Доценко Н.Е., Рудмин М.А. | 37 |
| ¹³⁷ Cs в торфяных горизонтах верхового болота в окрестностях Северодвинского промышленного района | |
| Зыков С.Б., Яковлев Е.Ю., Зыкова Е.Н., Дружинин С.В. | 41 |
| Особенности теллуридной минерализации Пионерского золоторудного месторождения (Восточный Саян) | |
| Извекова А.Д. Москвитина М.Л., Дамдинов Б.Б. | 46 |
| Первые сведения о возрасте золоторудного месторождения Эльгинское (Монголо-Охотский складчатый пояс) | |
| Кадашникова А.Ю., Сорокин А.А., Пономарчук А.В., Травин А.В., Пономарчук В.А. | 50 |

| | |
|---|----|
| Бактериальные структуры в ооидовых железных рудах Бакчарского месторождения (Западная Сибирь) | |
| Калинина Н.А., Рудмин М.А. | 53 |
| Мегакристы из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Архангельская провинция, Россия): взаимосвязь с мантийным метасоматозом и формированием кимберлитовых расплавов | |
| Каргин А.В. | 57 |
| Первые результаты комплексного изотопно-геохимического исследования циркона из Туганского циркон-ильменитового месторождения (Томская область) методом LA-Q-ICP-MS | |
| Корнева А.П., Агашева Е.А., Семиряков А.С. | 61 |
| Особенности состава триплита редкометальных пегматитов реки Кара-Суу Туркестанского хребта, Киргизия | |
| Корнева А.О. Герасимов В.К. | 64 |
| Использование алгоритмов глубокого обучения для сегментации и анализа минералов на изображениях аншлифов | |
| Коршунов Д.М., Хвостиков А.В., Кочкарёв А.В., Богуславский М.А., Крылов А.С. | 66 |
| Определяющая роль величины железистого модуля для оценки степени благоприятности материнских пород при образовании высококачественных бокситов (на примере Западной Африки) | |
| Макарова М.А., Внучков Д.А., Шипилова Е.С., Пашков П.П. | 69 |
| Потоки рассеяния Пестринской сереброносной рудообразующей системы (Северное Приохотье, Россия) | |
| Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. | 74 |
| Минеральный состав и геохимические особенности кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения | |
| Москвитина М.Л., Дамдинов Б.Б., Дамдинова Л.Б., Извекова А.Д. | 78 |
| Особенности самородного золота из зон межформационных контактов на полуострове Канин Нос | |
| Павлова М.А. | 84 |
| Типоморфизм шлихового золота Кыввожского района (Средний Тиман) | |
| Пархачева К.Г., Глухов Ю.В., Сокерин М.Ю. | 87 |
| Оливин из щелочных и ультрамафических лампрофиров Кольской щелочной провинции: петрографическое положение, вариации составов и происхождение | |
| Пересецкая Е.В., Возняк А.А., Носова А.А. | 90 |
| Применение Sm-Nd, Lu-Hf и U-Pb изотопных систем для решения вопроса о возможных источниках пород потуданского гранитоидного комплекса (Волго-Донской ороген) | |
| Петракова М.Е., Балтыбаев Ш.К. | 92 |
| Преобразование пород майкопской серии при гидротермальном исследовании | |
| Полтавская С.В. | 96 |
| Особенности формирования радиозоологической обстановки устьевой части реки Печора | |
| Пучков А.В., Яковлев Е.Ю. | 99 |
| О минералогии включений в хромистых пиропсах из кимберлитов и лампрофиров Сибирского кратона | |

| | |
|---|-----|
| Резвухин Д.И. | 103 |
| Минералогия россыпи каменная Санарка | 108 |
| Рогов Д.А., Рассомахин М.А. | 108 |
| Новые данные об условиях формирования руд Малтанского и Диринь-Юряхского рудных полей (Восточная Якутия) | |
| Родионова А.В., Кряжев С.Г., Князева Е.А., Войтенко В.Н., Алексеев И.А. | 112 |
| Влияние давления на фазовые отношения и на распределение РЗЭ между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе с максимальной концентрацией фтора | |
| Русак А.А., Щекина Т.И., Алферьева Я.О., Граменицкий Е.Н., Котельников А.Р., Зиновьева Н.Г., Бычков А.Ю. | 116 |
| Применение метода МВП к анализу временных вариаций уровня безнапорного горизонта | |
| Рябова С.А. | 121 |
| Проблемы поддержания пластового давления и закачка промышленных стоков в недра Земли на месторождениях Широного Приобья Западно-Сибирского мегабассейна | |
| Сабанина И.Г. | 122 |
| Содержания и формы нахождения Au и Ag в различных породах Томторского массива (Арктическая Сибирь) | |
| Сарыг-оол Б.Ю., Лазарева Е.В., Мягкая И.Н., Толстов А.В., Баранов Л.Н., Жмодик С.М. | 126 |
| Поведение рудных элементов в приповерхностной зоне рудного участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирирового месторождения (Хабаровский край) | |
| Свистунов В.В. | 129 |
| Актуальные вопросы генезиса Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай) | |
| Семиряков А.С., Гринёв О.М., Бестемьянова К.В., Гринёв Р.О. | 132 |
| Корундовые сиенит-пегматиты трассируют границы южноуральских палеоконтинентов | |
| Сорокина Е.С. | 135 |
| Россыпное золото реки Генералка (Свердловская область) | 137 |
| Темников А.А. | 137 |
| Характеристика рудной минерализация в метасоматитах юго-западной части Угуйского грабена (Западный Алдан) | |
| Трумм Т.В., Кремер И.О. | 141 |
| Геохимические особенности циркона из вольфрамоносных лейкогранитов Восточного Забайкалья | |
| Ферапонтова С.Ю., Баданина Е.В., Волкова Е.В. | 146 |
| Проблемы прогноза развития кислотного дренажа при освоении сульфидсодержащих месторождений (на примере Чукотки) | |
| Филатова О.Р. | 148 |
| Геохимические особенности пегматитов и гранитоидов коллизионного и внутриплитного этапов магматизма Ольхонского региона (Прибайкалье) | |
| Шептякова Н.В. | 152 |

| | |
|--|-----|
| Исследования ферриплантитов провинции Фута Джалон-Мандинго методом СЭМ (Западная Африка) | |
| Шипилова Е.С., Мамедов В.И., Боева Н.М., Макарова М.А., Внучков Д.А. | 156 |
| Состав остаточного расплава после кристаллизации оксид-габбро: пример кислого дифференциата MORB в современной океанической коре (комплекс Ашадзе, Центральная Атлантика) | |
| Шолухов К.Н., Прокофьев В.Ю., Борисовский С.Е., Соловова И.П., Жиличева О.М., Перцев А.Н. | 159 |
| Площадная дифференциация свойств поверхностного слоя почвы на объектах накопленного вреда в Тульской области | |
| Юдина Н.А., Старчикова Е.С., Семенов И.Н., Ибрагимова Б.А., Шарипова А.В. | 163 |
| Акцессорная рудная минерализация из ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты (Томская область) | |
| Юричев А.Н. | 168 |
| Источники и вертикальное распределение радионуклидов атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России (на примере Архангельской области) | |
| Яковлев Е.Ю., Очеретенко А.А., Дружинина А.С., Дружинин С.В., Лапиков П.И. | 172 |
| Особенности формирования объемной активности радона в осадочном чехле Архангельской алмазоносной провинции | |
| Яковлев Е.Ю., Пучков А.В., Кошелев Л.С. | 176 |
| Мезозойский (151-145 млн лет) дайковый магматизм центральной части Яно-Колымского золотоносного пояса, Северо-Восток России | |
| Яковлева К.Ю., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е. | 180 |
| Минералогические критерии расчленения кор выветривания Томского района | |
| Янченко О.М., Ворошилов В. Г., Тимкин Т. В., Якич Т.Ю. | 183 |
| Флюидные включения и РТ-режим рудообразования на грейзеновом Дрожиловском месторождении | |
| Заботина М.В., Фоминых П.А. | 186 |
| Генетический и геолого-промышленный тип Ховуаксинского кобальтового месторождения (Тува, Южная Сибирь) | |
| Рыбин И.В. | 190 |
| Геологическая характеристика и золотоносность Хоторчанского рудного поля (Хабаровский край) | |
| Рыбин И.В. | 194 |
| Минералогические особенности золотого оруденения Бахмальской площади (Республика Узбекистан) | |
| Рыбин И.В. | 198 |

Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН



Минералогия и парагенетическая систематика ксенокристаллов граната из кимберлитовой трубки “Электра”, Сибирский кратон

Батурин Л.С.^{1,2}, Резвухин Д.И.¹, Карпутин И.С.^{1,2}

¹ИГМ СО РАН им. В.С. Соболева, г. Новосибирск, l.baturin@igm.nsc.ru

²НГУ, г. Новосибирск

Изучение эволюции и закономерностей формирования глубинных оболочек Земли напрямую возможно благодаря выносу ксеногенного материала кимберлитовыми, лампроитовыми и лампрофировыми расплавами к поверхности. Ксеногенный материал в таких расплавах может быть представлен целыми фрагментами глубинных пород, захваченных на разных уровнях коры и верхней мантии. Фрагменты мантийных пород считаются прямым источником данных о составе и структуре соответствующего участка мантийного разреза. Однако помимо целых фрагментов пород изучение мантийных разрезов возможно благодаря ксенокристаллам минералов, устойчивых к физико-химическому выветриванию. Ксенокристаллы граната из концентрата тяжелой фракции кимберлитов и других глубинных пород являются незаменимым петрологическим инструментом, позволяющим выявить особенности строения и преобразования литосферной мантии древних кратонов, реконструировать мантийный разрез, установить P-T параметры равновесия материнских для гранатов пород (Griffin et al., 1989; Ryan et al., 1996; Sobolev et al., 1973).

Данная работа посвящена изучению особенностей химического состава ксенокристаллов граната из концентрата тяжелой фракции кимберлитовой трубки “Электра”, расположенной в пределах Далдынского кимберлитового поля Якутской алмазонасной провинции. Основная информация о составе и строении верхней мантии под Далдынским полем получена при исследовании кимберлитовой трубки “Удачная-Восточная”, содержащей большое разнообразие неизмененных ксенолитов глубинных пород. Однако многие другие кимберлитовые тела в пределах этого поля, включая низкоалмазонасную трубку “Электра”, остаются практически неизученными.

Для исследования использовалась отобранная ранее выборка ксенокристаллов граната (~1,5 тыс. зёрен), химический состав и парагенезис которых прежде уже обсуждались в предшествующей работе (Батурин, Резвухин, 2019). Однако результаты данного исследования не только уточняют сведения, приведенные в предыдущей работе авторов, но и согласуются с закономерностями, обнаруженными другими исследователями, тем самым способствуя расширению спектра литературных данных по исследуемой тематике.

Систематика гранатов по парагенезисам проводилась в соответствии с классификацией Grütter et al., 2004, широко применяемой для гранатов из кимберлитовых трубок и шлиховых проб. По итогам систематики было обнаружено численное преобладание гранатов перидотитовых ассоциаций с совокупной долей 38% от общего количества зерен (рис. 1).

Однако наиболее характерной и отличительной чертой изученной выборки является высокая суммарная доля титанистых разновидностей граната (мегакристовые + высокотитанистые перидотитовые с $\text{TiO}_2 > 0,4$ мас.%), составляющая 46% от общего объёма выборки. Обнаружено также значительное перекрытие области высокотитанистых перидотитовых пиропов с лерцолитовым трендом на $\text{CaO-Cr}_2\text{O}_3$ диаграмме (по Grütter et al., 2004).

Анализ характера распределения TiO_2 в гранатах относительно их парагенезиса показал, что содержание этого компонента менее 0,2 мас.% является характерным для эклогитовых и пироксенитовых гранатов, в то время как для перидотитовых пиропов (за исключением высокотитанистых перидотитовых) верхняя граница наиболее характерных значений содержания TiO_2 составляет 0,4 мас.% (рис. 2).

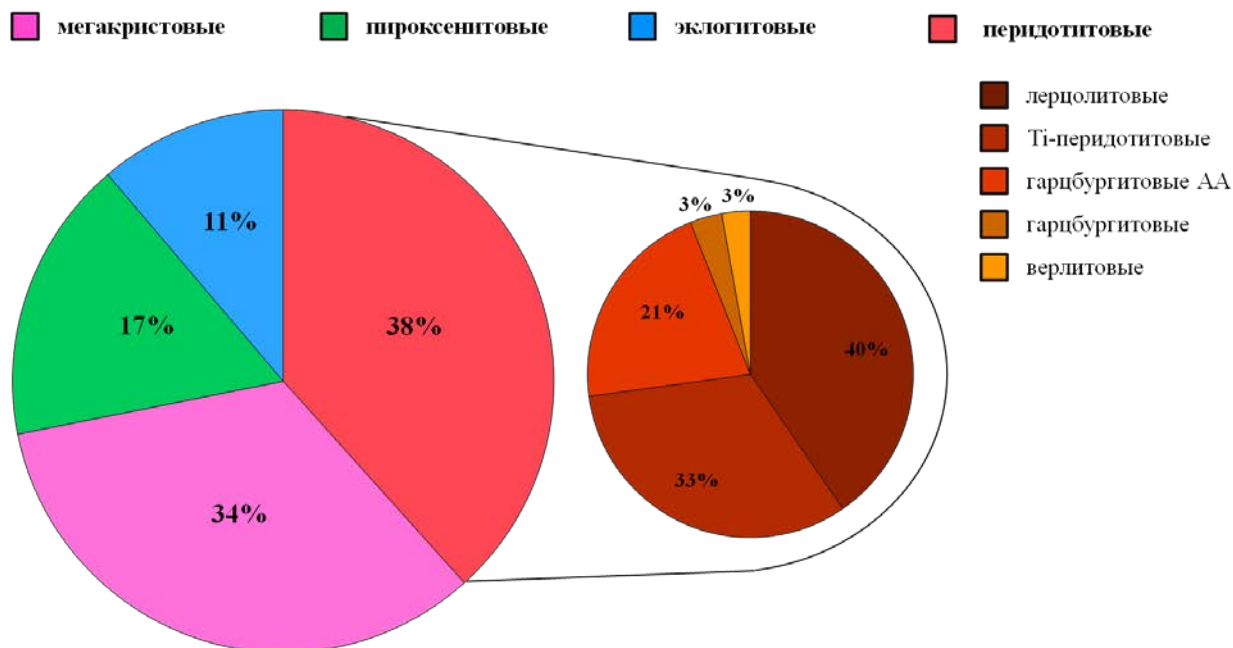


Рисунок 1. Относительная распространенность гранатов той или иной парагенетической принадлежности (АА – алмазная ассоциация).

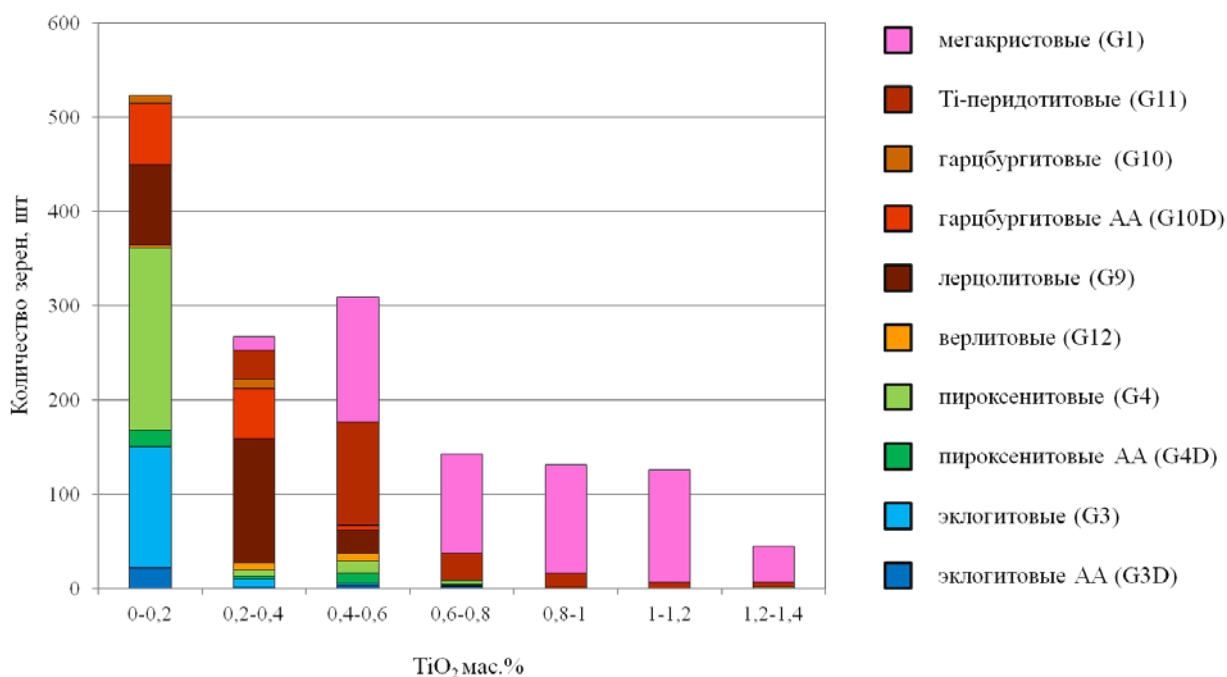


Рисунок 2. Гистограмма количественного накопления гранатов из концентрата трубки «Электра» конкретного парагенезиса по равным интервалам заданных значений содержания TiO₂. АА – алмазная ассоциация.

В скобках указаны обозначения соответствующих генетических классов по Grütter et al., 2004.

Содержание TiO₂ численно доминирующих перидотитовых гранатов демонстрирует тренд по увеличению содержания этого компонента в ряду от гарцбургитовых и лерцолитовых пиропов к высокотитанистым перидотитовым гранатам, для которых характерно наиболее высокое содержание TiO₂ внутри группы перидотитовых гранатов (до 1,36 мас.%). Однако в масштабах всей выборки максимальные значения содержания TiO₂ регистрируются для мегакристовых гранатов (TiO₂ 1,41 мас.%), количественно преобладающих на каждом интервале, где содержание TiO₂ > 0,4 мас.%. В случаях, когда значение содержания TiO₂ граната попадает в интервал, в пределах которого идентификация конкретного парагенезиса внутри группы

высокотитанистых гранатов затруднена, выборка дополнительно разделяется по содержанию Cr_2O_3 относительно TiO_2 . Так, наиболее низкохромистыми являются мегакристовые гранаты с предельным значением содержания Cr_2O_3 4 мас.%. Для подавляющего большинства высокотитанистых перидотитовых пиропов этот показатель принимает более высокие значения, но в редких случаях превышает 7 мас.%.

На основе анализов химического состава группы перидотитовых гранатов, применяя мономинеральный геобарометр (по Grütter et al., 2006), оценены давления, соответствующие мантийным условиям до момента выноса гранатов кимберлитовым расплавом. В результате, полученные значения варьируют в пределах от 16 до 64 кбар, что соответствует широкому диапазону глубин выноса перидотитовых гранатов кимберлитовым расплавом (от 50 до >200 км).

По итогам систематики гранатов по парагенетической принадлежности установлено преобладание гранатов ультраосновной ассоциации, что, в свою очередь, позволяет судить о существенно перидотитовом составе литосферной колонны под кимберлитовой трубкой “Электра”. Полученные соотношения не противоречат другим оценкам состава мантии (например, McLean et al., 2007).

Одним из основных результатов работы является обнаружение повышенной пропорции титанистых разновидностей граната (46% от общей выборки). В большинстве случаев повышенные содержания TiO_2 в хромистых пиропе объясняют либо влиянием Ti-содержащего метасоматического агента на исходный гранат либо кристаллизацией таких гранатов непосредственно из метасоматических расплавов-флюидов, объединяя такие гранаты в генетический класс G11 (Grütter et al., 2004). Таким образом, установленные перекрытия значений, полученных по гранатовому геобарометру, и CaO- Cr_2O_3 состава гранатов G11 с лерцолитовым трендом (G9) подразумевает, что высокотитанистые перидотитовые гранаты могли образовываться при воздействии Ti-содержащего метасоматического агента на деплетированные перидотиты в процессах метасоматического преобразования литосферной мантии под Далдынским кимберлитовым полем. Более того, крайне высокое содержание обломков мегакристовых гранатов (G1) в выборке (34%) прямо свидетельствует о высокой активности флюидов-расплавов в литосферной мантии под трубкой “Электра”, так как, по современным представлениям, генезис минералов мегакристовой серии напрямую связан с воздействием протокимберлитовых расплавов на вещество субконтинентальной литосферной мантии.

Высокая пропорция титанистых разновидностей граната в значительной степени отличает концентраты тяжелой фракции трубки «Электра» и широко известных высокоалмазоносных кимберлитовых тел (например, трубки “Удачная” или высокоалмазоносных трубок Мирнинского поля), где обычно преобладают лерцолитовые хромистые пиропы с умеренным или низким содержанием TiO_2 . Вследствие чего несомненно, что литосферная мантия трубки под Далдынским кимберлитовым полем является сильно гетерогенной, и существенные различия между мантийными колоннами под разными трубками обусловлены скорее не разным составом и строением мантии изначально, а различной степенью модификации впоследствии. Это подтверждают результаты данной работы.

Батурин Л. С., Резвухин Д. И. Особенности химического состава ксенокристаллов граната из концентрата тяжелой фракции кимберлитовой трубки «Электра», Якутия // IX Российская молодёжная научно-практическая школа «Новое в познании процессов рудообразования». Москва, ИГЕМ РАН, 25-29 ноября 2019 г.: Тезисы доклада на конференции. С. 57-60.

Griffin W., Cousens D., Ryan C., Sie S., Suter G. Ni in chrome pyrope garnets: a new geothermometer // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1989. V. 103. № 2. P. 199-202.

Grütter H. S., Gurney J. J., Menzies A. H., Winter F. An updated classification scheme for mantle-derived garnet, for use by diamond explorers // Lithos. 2004. V. 77. № 1. P. 841-857.

Grütter H., Latti D., Menzies A. Cr-saturation arrays in concentrate garnet compositions from kimberlite and their use in mantle barometry // Journal of Petrology. 2006. V. 47. № 4. P. 801-820.

McLean H., Banas A., Creighton S., Whiteford S., Luth R. W., Stachel T. Garnet xenocrysts from the Diavik mine, NWT, Canada: composition, color, and paragenesis // *The Canadian Mineralogist*. 2007. V. 45. № 5. P. 1131-1145.

Ryan C. G., Griffin W. L., Pearson N. J. Garnet geotherms: Pressure-temperature data from Cr-pyrope garnet xenocrysts in volcanic rocks // *Journal of Geophysical Research*. 1996. V. 101. P. 5611-5625.

Sobolev N. V., Lavrent'ev Y. G., Pokhilenko N. P., Usova L. V. Chrome-rich garnets from the kimberlites of Yakutia and their parageneses // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1973. V. 40. P. 39-52.

Геологическое строение, минеральный состав и особенности образования месторождения бентонита 10й Хутор (респ. Хакасия)

Белоусов П. Е.¹, Крупская В.В.^{1,2}, Чупаленков Н.М.³, Морзов И.А.¹, Закусин С.В.^{1,2}

¹ИГЕМ РАН, Москва, pitbl@mail.ru

²МГУ им. Ломоносова, Москва, krupskaya@ruclay.com

³ФГБУ ВИМС, Москва, chupalenkovnm@gmail.com

Месторождение бентонита 10й Хутор расположено в республике Хакасия в 8 км западнее г. Черногорск. Данное месторождение составляет основу сырьевой базы России и обеспечивает бентонитовой продукцией большинство литейных предприятий и горно-металлургических комбинатов. Месторождение расположено в пределах развития образований континентальной туфо-песчано-глинистой угленосной формации каменноугольного возраста Черногорской мульды, которая, в свою очередь, входит в состав Южно-Минусинской впадины (Белоусов, Крупская, 2019) (рис. 1).

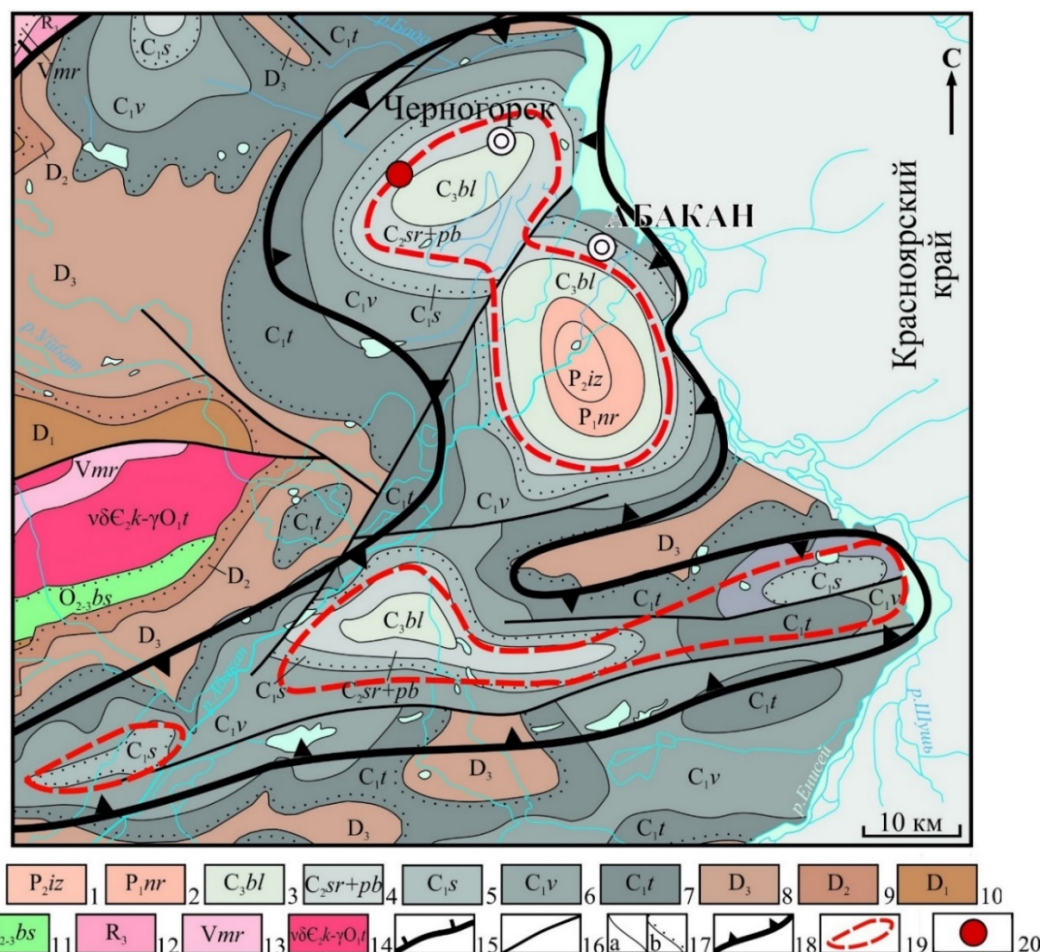


Рисунок 1. Обзорная геологическая карта Черногорской мульды (Белоусов, Крупская, 2019). Масштаб 1:200000.

Условные обозначения: 1-2 – палеогеновая система, алевролиты, аргиллиты, песчаники, каменный уголь; 3-7 каменноугольная система, алевролиты, песчаники, аргиллиты, известняки, бентонитовые глины, каменный уголь, конгломераты, туфопесчаники; 8-10 – девонская система, песчаники, алевролиты, гравелиты, базальты; 11 – ордовик, туфы, трахиандезиты, трахибазальты; 12 – рифей, известняки, доломиты, силициты; 13 – венд, известняки, доломиты, силициты; 14 – среднекембрийские – позднеордовикские интрузии; 15 – надвиги; 16 – разломы; 17 – геологические границы; 18 – границы южно-минусинского каменноугольного бассейна; 19 – бентонитовые и потенциально перспективные участки; 20 – месторождение 10й Хутор.

Черногорская мульда представляет собой плоскодонную синклираль, занимающую площадь около 850 км² (рис. 1). Угольная формация, выполняющая мульду, является бентонитоносной (Сабитов и др., 2010). Формация сложена туфами, туффитами, конгломератами, песчаниками, алевролитами, аргиллитами, известняками, углистыми породами с пластами и прослоями углей. Залегание пород в пределах месторождения моноклиальное с северо-восточным простиранием и падением на юго-восток под углом 6-8 град. По падению пласты прослежены на 100-125 м, глубиной до 25 м (Белоусов и др., 2017). Продуктивные пласты представляют собой бентониты с массивной, однородной текстурой от бледно-зеленой до серого цвета. Мощность продуктивных пластов колеблется от 2.5 до 4 метров. Встречаются бентониты с органическими остатками со сланцеватой текстурой.

В плане структур, основная часть образцов имеет пелитовую либо алевро-пелитовую колломорфную структуру с включениями отдельных обломочных зерен и аутигенных минералов (рис. 2). Встречаются участки и отдельные образцы с фитопелитовой, слоистой структурой, где в основной глинистой массе присутствуют линзы и прослои углифицированного органического вещества.

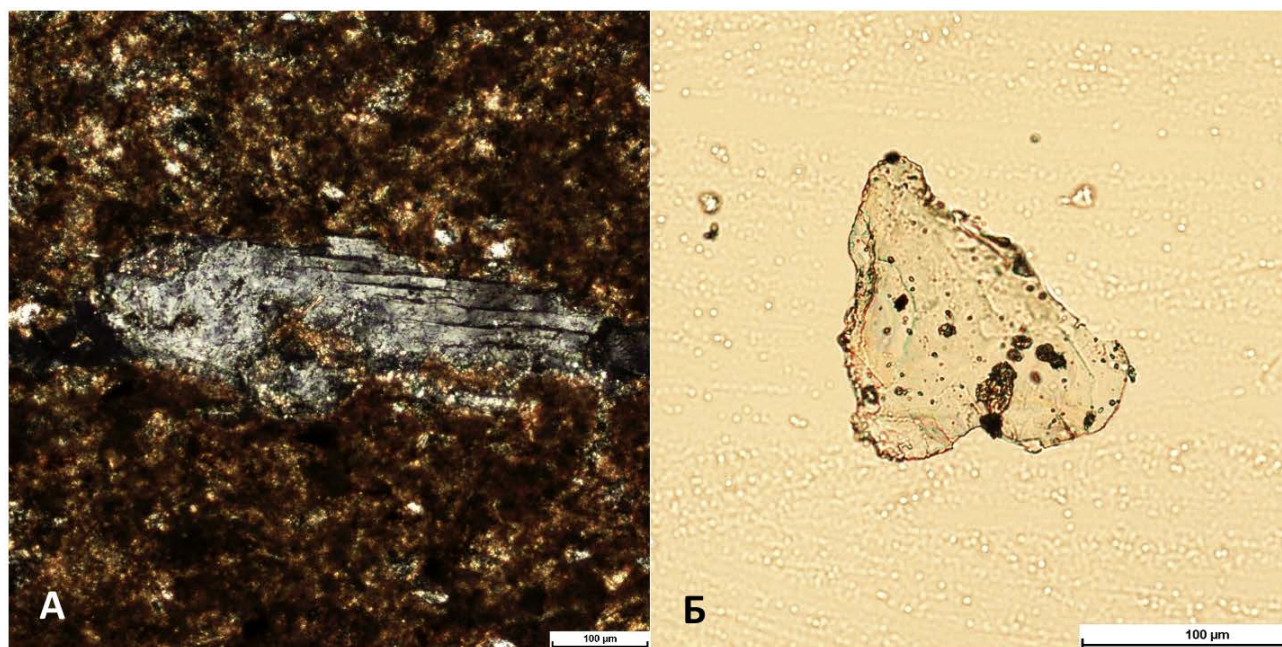


Рисунок 2. Микрофотографии преобразованного зерна полевого шпата (а) и реликта вулканического стекла (б) образца бентонита месторождения 10й Хутор (респ. Хакасия).

По минеральному составу бентониты состоят на 60-70% из монтмориллонита щелочно-земельного типа, с преобладанием катионов кальция. В виде примесей присутствуют кварц, полевые шпаты, иллит и каолинит. В небольшом количестве присутствуют хлорит, гипс, кальцит, сидерит, анкерит и гематит (табл. 1).

Микроэлементный состав бентонитов, а так же наличие реликтов вулканического стекла (рис. 2а) и преобразованных зерен полевого шпата (рис. 2б) указывают на вулканогенно-осадочный генезис бентонитов месторождения 10й Хутор. Построенные диаграммы состава материнского вещества, основанные на соотношениях Nb/Y и Zr/Ti (Winchester, Floyd, 1977) свидетельствуют о том, что исходный пепловый материала соответствовал риолитам и дацитам. Континентальная и лагунная обстановка, преобладавшая в Алтая-Саянской складчатой области в нижнем карбоне весьма благоприятная для накопления и преобразования кислых пеплов в бентонитовые глины.

По-видимому, накопление пеплового материала происходило в лагунных или озерно-болотных условиях и совпало с этапом угленакопления. В щелочных условиях вулканические стекла являются неустойчивыми и, в конечном счете, превращаются в монтмориллонит. Для месторождения 10й Хутор характерна парагенетическая связь между угленосными толщами,

бентонитовыми глинами и туфогенным материалом. Условия осадконакопления ископаемых углей являются благоприятными для образования бентонитов из вулканического пепла (Белоусов, Крупская, 2019).

Таблица 1. Минеральный состав исследуемых образцов, %.

| Пласт | Смектит | Каолинит | Иллит | Хлорит | Кварц | КПШ (Микроклин) | Плагиоклазы (Альбит) | Гипс | Кальцит | Сидерит | Анкерит | Гематит |
|-------|---------|----------|-------|--------|-------|--------------------|-------------------------|------|---------|---------|---------|---------|
| 2 | 64,1 | 3,2 | 4,4 | 1,2 | 11,7 | 7,6 | 5,8 | 0,5 | 0,5 | 0 | 0,8 | 0,2 |
| 5 | 59,2 | 2,1 | 4,7 | 0,1 | 12,6 | 6,9 | 7 | 2,8 | 3 | 0 | 1,4 | 0,2 |
| 6 | 70,2 | 1,6 | 2,4 | 1,2 | 12,6 | 5,6 | 4,7 | 0,5 | 1,1 | 0 | 0 | 0,1 |

Источник пирокластового материала достоверно не установлен, но по данным Богомазова (1961), вулканические центры могли находиться на востоке Алтае-Саянской складчатой области, где в нижнем карбоне присутствовала активный вулканизм.

Стоит отметить, что вся Южно-Минусинская впадина является бентонитоносной и помимо месторождения 10й Хутор включает в себя Каратигейское, Солнечное, Карасукское, Изыхское и Подсиненьское месторождения. В ближайшие несколько лет планируется начать разработку Карасукское месторождения, находящегося на 4 км северо-восточнее от месторождения 10й Хутор.

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского Научного Фонда (проект №16-17-10270).

Белоусов П.Е., Крупская В.В. Бентонитовые глины России и стран ближнего зарубежья. Георесурсы, 2019. 21(3). С. 79-90

Белоусов П.Е., Крупская В.В., Закусин С.В., Жигарев В.В. Бентонитовые глины месторождения 10-й Хутор (республика Хакасия): особенности генезиса, состава и адсорбционных свойств. Вестник Российского университета дружбы народов. Серия: Инженерные исследования. 2017. Т.18. №1. С. 135-143.

Богомазов В.М. Стратиграфия и условия образования доугленосных и угленосных отложений карбона и пер- ми Минусинского бассейна. // Вопросы геологии угленосных отложений азиатской части СССР. М.- Л.: Изд.- во АН СССР. 1961. С. 79-116.

Сабитов А.А., Руселик Е.С., Трофимова Ф.А., Тетерин А.Н. Бентониты России: состояние освоения и перспективы развития сырьевой базы. Минеральные ресурсы России. Экономика и управление. 2010. №5. С. 8-17

Winchester, J. A., and P. A. Floyd. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chem. Geol. 1977. 20. С. 325-343.

Геологическое строение и вещественный состав Зареченского барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай)

Бестемьянова К.В.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, KsenijaVT@mail.ru

Зареченское месторождение золото-серебро-барит-полиметаллических (медно-свинцово-цинковых) руд находится в 3.5 км к западу от г. Змеиногорска и входит в состав Корбалихинского рудного поля. Было открыто в 1958 г. Корбалихинской партией Рудно-Алтайской экспедиции в процессе поисковых работ. В 1958-1961 гг. разведано буровыми скважинами до глубины 300 м (Чекалин, Черных, 1985).

В структурном плане месторождение приурочено к северо-западной прибортовой части Змеиногорско-Быструшинского прогиба, относящегося к Рудно-Алтайскому мегапрогибу (Туркин, 2010). В геологическом строении прогиба, как и в геологическом строении рудного поля месторождения, принимают участие отложения двух структурных этажей – позднекаледонского и герцинского.

Геологический разрез месторождения сложен рудовмещающими осадочными и вулканогенными породами кислого состава мельничной свиты нижнего-среднего девона (D₁₋₂ mn) и подстилающими породами (основание геологического разреза) корбалихинской свиты (Pz₁), которая представлена ассоциацией неравномерно метаморфизованных осадочных образований зеленосланцевой фации, представленных кварц-серицит-хлоритовыми, кварц-хлоритовыми, кварц-эпидот-хлоритовыми, кварц-карбонатными, глинисто-хлоритовыми сланцами. Данные породы интенсивно дислоцированы и смяты в напряженные разнопорядковые складки и пронизаны сетью маломощных, практически мономинеральных, кварцевых жил и прожилков.

Структура месторождения, ориентированная в широтном направлении, представляет собой тектонический блок вертикально- и крутопадающих вышеназванных пород, заключенных между также вертикально падающими Придорожным и Долинным разломами, отстоящими один от другого на расстоянии 60-350 м. В блоке имеются и другие разломы, одним из которых является Зареченский разлом, прослеживающийся в восток-северо-восточном направлении на расстоянии около 400 м.

Рудные тела приурочены к зонам срыва, рассланцевания и отслаивания на контактах туфов кислого состава, хрупких кремнистых пород с известняками, известковистыми аргиллитами, к зонам дробления кремнистых пород, реже кремнистых аргиллитов, алевролитов, известняков, туфов кварцевых порфиров. Реже оруденение отмечается в зонах межпластового и внутрипластового рассланцевания пород, еще реже в зонах дробления и рассланцевания, сопровождающихся крупными разломами.

В рудной зоне выделяется несколько десятков разного размера рудных тел, имеющих усложненные линзо-, ленто- и штокверкообразные формы. В основном все они, залегая согласно с вмещающими породами, падают вертикально. Мощность рудных тел варьирует в пределах от 0,5 до 24 м.

Из множества рудных тел только с шестью из них связано около 95% всех запасов месторождения.

По соотношению рудных и нерудных минералов выделяются следующие (массивные) разновидности руд: галенит-сфалерит-баритовые, баритовые (золото-серебро-баритовые, баритовые, барит-полиметаллические с марказитом; гнездово-вкрапленные: халькопирит-галенит-сфалеритовые; прожилковые – кварц-барит-сульфидные. При этом в направлении мощности рудных тел отмечается некоторая зональность, заключающаяся в преимущественной локализации полиметаллических руд в лежащем боку, а золото-серебро-полиметаллических в висячем боку месторождения.

Баритовые и золото-серебро-баритовые руды обладают массивной текстурой, обычно плотные, иногда разбиты редкими, тонкими, извилистыми трещинами. Цвет светло-серый, серый, реже белый. Иногда с зеленоватым (за счет серицита) или розоватым (за счет гематита) оттенком.

Барит-полиметаллическими руды состоят из барита, содержание которого, как правило, выше 40 %, и сульфидов, представленных галенитом, сфалеритом, халькопиритом, пиритом, в меньшем количестве борнитом, халькозином, блеклой рудой. Последние образуют тонкую вкрапленность, мелкие гнезда, пятна с расплывчатыми контурами, извилистые нитевидные прожилки различной интенсивности.

Процессом, предшествующим основному этапу рудообразования, являлся процесс метасоматического преобразования вмещающих вулканогенно-терригенным пород раннего девона, характер распределения данных пород контролировался положением зон развития трещиноватости и расланцевания вмещающих пород. Развитие ореолов околорудноизмененных пород неравномерное и характеризуется разной мощностью (от первых десятков до 150 – 170 м).

Околорудные метасоматиты представлены кварц-серицитовыми породами с пиритом, выполняющими внутренние зоны метасоматического ореола, а также кварц-хлоритовыми и кварц-хлорит-серицитовыми породами, выполняющими среднюю и внешнюю часть метасоматического ореола. Химический состав данных пород довольно однотипный, содержания основных окислов колеблется в незначительных пределах. Основными петрогенными компонентами являются оксиды кремния (71,3-78,3 мас. %), алюминия (11,08-13,5 мас. %), калия (3,33-4,93 мас. %) и железа (1,20-3,17 мас. %).

Основными породообразующими минералами околорудноизмененных пород являются: кварц, серицит, хлорит; второстепенными – пирит; акцессорными – апатит, циркон, рутил, редкими – халькопирит, сфалерит, галенит, барит (Бестемьянова, Гринев, 2017). По минеральной ассоциации данные околорудные метасоматиты относятся к бескарбонатной фации березитов (Жариков, Русинов, 1998).

На месторождении выявлено более 30 рудных и нерудных минералов. Главными среди рудных являются: сфалерит, галенит, блеклая руда, халькопирит, пирит, марказит, борнит, халькозин, самородное серебро; среди нерудных – барит, кварц, кальцит. К второстепенным рудным относятся: алтаит, аргентит, электрум, гематит; к нерудным (жильным) – серицит, хлорит, доломит.

Структура руд гипидиоморфнозернистая, мелко-среднекристаллическая, эмульсионная (рис. 1 а), дробления, замещения (рис. 1 б,г), петельчатая (рис. 1 е), колломорфная. Текстуры руд массивная, вкрапленная, прожилковая, брекчиевидная (Исаенко, 1975).

Пирит присутствует в рудах в количестве 20-28% и является одним из наиболее распространенных минералов. Химический состав: S – 53,33%, Fe – 46,08%, As – 0,12%, Ni – 0,1%. Форма зерен преимущественно кубическая, реже отмечаются пентагондодекаэдры и пентагондодекаэдры в сочетании с кубом, размер зерен варьирует от 1 до 5 мм. Пирит в данных рудах представлен двумя генерациями. Пирит I генерации встречается в околорудных метасоматитах. Пирит II генерации образовался в рудах. В барит-полиметаллических рудах форма зерен пирита гипидиоморфная и ксеноморфная. Довольно часто в рудах наблюдается структура дробления зерен пирита. В некоторых телах отмечены колломорфные структуры пирита и марказита, при том в строении сложных колломорфных почек нередко принимают участие и другие минералы, например, сфалерит, барит и кальцит (рис. 1 в).

Сфалерит представлен в рудах в количестве 25-40 %. В рудах выделено две генерации сфалерита. Первая генерация представлена гипидиоморфными бесцветными зернами, размер зерен от 0,1 до 5 мм. Химический состав: S – 31,79%, Cu – 0,33%, Zn – 67,91%. Вторая генерация коричневого цвета, размер зерен от 0,5 до 3 мм. Химический состав: S – 31,21%, Fe – 5,25%, Zn – 63,66%. В сплошных рудах часто встречается эмульсионная структура (структура распада твердого раствора) образованная сфалеритом с халькопиритом, которая свидетельствует о близко-одновременном выпадении этих минералов из раствора. Стоит отметить, что данная

структура весьма характерна для полиметаллических месторождений Рудного Алтая (Минералогия полиметаллических месторождений, 1957).

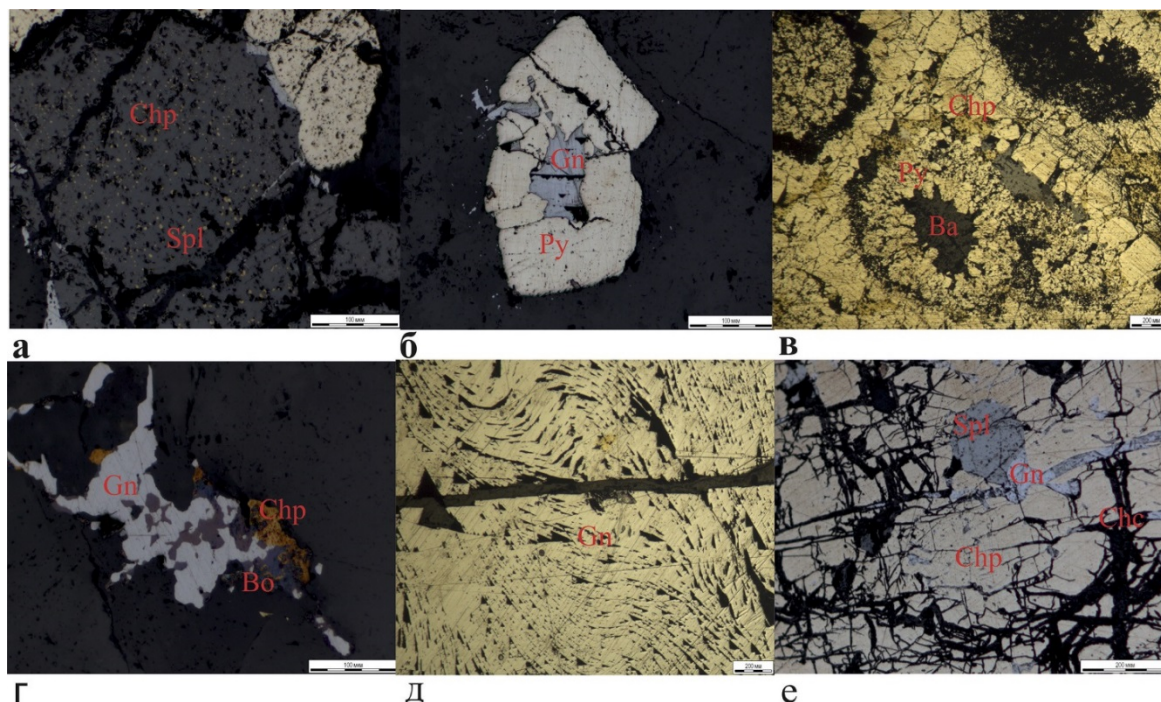


Рисунок 1. Основные микроструктуры руд Зареченского барит-полиметаллического месторождения: а- эмульсионная структура сфалерита и халькопирита; б- структура замещения более позднего галенита идиоморфных зерен пирита; в- концентрические обособления пирита с ядерной частью, выполненной баритом; г- замещение более поздним борнитом ранее выделенных агрегатов халькопирита; д-структура давления зерен галенита; е- петельчатая структура, замещения халькозином ранее выделенного халькопирита.

Галенит также присутствует во всех типах руд, заполняют промежутки между гипидиоморфными и идиоморфными зернами пирита, сфалерита, что свидетельствует об образовании галенита после этих минералов. Довольно часто отмечаются структура давления зерен галенита (рис. 1 д)

Халькопирит установлен в халькопирит-галенит-сфалеритовых рудах в количестве до 30%, в барит-полиметаллических рудах 15-20%. Выделено 2 генерации галенита в рудах, первая из них отмечается в галенит-сфалерит-баритовых, барит-полиметаллических рудах, имеет состав Pb – 86,04%, S – 13,47%, Fe – 0,34%. Галенит второй генерации наблюдается преимущественно в золото-серебро-баритовых рудах, наряду с борнитом и халькозином, занимая интерстиции между зернами. Состав галенита второй генерации Pb – 86,12%, S – 13,31%, Se – 0,55%.

Халькопирит отмечается во всех типах руд на месторождении. Химический состав: S – 34,64%, Fe – 30,39%, Cu – 34,65%. Наблюдается в составе сплошных масс в тесном срастании со сфалеритом и галенитом. Зерна халькопирита имеют гипидиоморфную форму, размером от 0,01 до 0,5 мм. В некоторых аншлифах агрегаты халькопирита образуют структуры замещения и петельчатую с агрегатами более позднего халькозина (более характерно для золото-серебро-баритовых руд).

Кварц, как жильный минерал установлен в барит-полиметаллических рудах в количестве 10-15 %. Цвет молочно-белый размер зерен от 0,1 до 5 мм. В рудах кварц представлен в тесном срастании с баритом, вместе, с которым кварц заполняет прожилки между сульфидными минералами, а иногда и выполняют прожилки внутри сульфидных минералов, раздробленных под воздействием тектоники.

Барит, основной жильный минерал, в барит полиметаллических рудах его содержание достигает 30-50%. Распространен практически во всех типах руд, кроме существенно

полиметаллических, представлен таблитчатыми зернами размер от 1 до 10 мм, заполняет пространство между сульфидными минералами вместе с кварцем.

Примечательным является тот факт, что в ассоциации золото-серебро-барит-полиметаллических руд встречаются не только собственно самородные формы проявления золота и серебра, а также довольно редкие с минералогической точки зрения такие сульфосоли как ялпаит, штроемерит, полибазит, ленгенбахит, отмечены также теллуриды в виде гессита и сильванита. Самородное золото и серебро в данном типе руд наиболее связаны с выделениями борнита и халькозина.

Для основных сульфидных минералов данного месторождения был изучен изотопный состав серы. Таким образом для пирита из околорудных пород значения серы достигают -0,9+1,1‰, для сфалерита -1,9 +3,9‰, для халькопирита 0+4,6‰, для галенита -3,9-(-0,5‰), тетраэдрит -3,0-(-3,7‰), борнит -8,5-(-8,9‰), теннантит -11,1-(-12,8‰). Полученные характеристики показывают, что от ранних к более поздним сульфидам происходит облегчение изотопных характеристик серы, что вероятнее всего связано с частичным окислением флюида, при повышении окислительного потенциала.

Изучение флюидных включений в жильных минералах таких как кварц, барит и кальцит, позволило установить температуры гомогенизации данных включений, соленость растворов и примерный состав растворов. Таким образом, изученные включения имели двухфазовый состав (Г+Ж), температура гомогенизации для кварца характеризовалась значениями 250-190°C, для барита 210-160°C, для кальцита 140-90°C. Соленость растворов по результату изучения включений барита 5,5-11,0 кв. % NaCl, по данным включений кварца 2,0-5,5 экв. % NaCl, при этом изученные минеральные ассоциации, выявленных стадий формировались из флюида гидркарбонатно-хлоридного магний-натриевого состава.

По результатам изучения взаимоотношений между слагающими руду и околорудные породы минералам было выделено 2 основных этапа минералообразования на месторождении: магматический и гидротермальный этап. В магматический этап формировались вмещающие породы (туфы). В этот этап происходило выделение таких минералов как: кварца, циркона, апатита, монокита и ксенотима, а также сфена по которому в гидротермальный этап образовывался лейкоксен. После завершения формирования вмещающих вулканогенно-осадочных пород разреза Зареченского месторождения, на них был наложен процесс метасоматоза, отвечающий гидротермальному этапу формирования месторождения. В данный этап происходило образование не только околорудных пород, но и собственно отложение руд. Стадийность рудообразования также изучена по характеру взаимоотношений между минералами и их ассоциациями, и представляется как дорудная стадия (образование околорудных метасоматитов), рудную I (или ранняя рудная, в которую происходило отложение большей части основных сульфидов, а именно пирита, сфалерита, халькопирита, галенита, тетраэдрита), рудную II (позднюю рудную, в которую происходило отложение борнита, халькозина, теннантита, минералов золота и серебра) и пострудную. Пострудная стадия характеризуется образованием таких минералов как кальцит и барит.

Изучение вещественного состава руд, а также комплекс различных признаков позволили сделать вывод, что Зареченское месторождение является типичным гидротермальным месторождением, образование руд происходило при температурах 250-90°, что руды сформировались в приповерхностных условиях. Согласно классификации месторождений по фациям глубинности, его можно отнести к переходным субвулканическим при формировании рудных тел на глубине около 0,5 км.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ №0721-2020-0041.

Бестемьянова К.В., Гринев О.М. Околорудные метасоматиты барит-полиметаллических месторождений Змеиногорского рудного района (Рудный Алтай) / К.В. Бестемьянова, О.М. Гринев // Известия Томского политехнического университета инжиниринг георесурсов. 2017. №9. С. 114-124.

Жариков В.А., Русинов В.Л., Маракушев А.А. Метасоматизм и метасоматические породы. М. Научный мир. 1998. 492 с.

Исаенко М.П. Определитель текстур и структур руд. Издание второе / М.П. Исаенко. М.: Недра, 1975. 229 с.

Минералогия полиметаллических месторождений Рудного Алтая / гл.ред. Б.И. Вейц. Алма-Ата: АН Каз ССР, 1957. 343 с.

Туркин Ю.А. Особенности тектонического строения и геотектоническая позиция Рудного Алтая // Природные ресурсы Горного Алтая: сборник научных трудов, вып. 2, Горно Алтайск. 2010. С. 55–70.

Чекалин В.М., Черных А.Ф., Беляев А.П. Морфология, генезис и закономерности размещения полиметаллических месторождений северо-западной части Рудного Алтая // Морфология, генезис и закономерности размещения минеральных образований Алтае-Саянской складчатой области и Сибирской платформы. Н. Наука. 1985. С. 56–65.

Метасоматические преобразования рудовмещающих пород Габриэлевского рудопроявления (Восточный Казахстан)

Бибко А.А.¹, Бухарова О.В.¹, Лычагин Д.В.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск bibko.geology@gmail.com

Несмотря на изученность рудных объектов Рудного Алтая на протяжении многих десятилетий до последнего времени остаются дискуссионными вопросы, касающиеся их условий образования. К одному из таких объектов относится Габриэлевское рудопроявление. Особый интерес представляет стадийность метасоматических процессов в подобных объектах.

Габриэлевское рудопроявление расположено в центральной части Кедровско-Бутачихинской зоны (далее КБЗ). Она ориентирована в северо-западном направлении (320...340°) и является юго-западным флангом ветвящейся системы зон смятия на северо-востоке Рудного Алтая. Ее прослеженная протяженность — более 100 км при ширине до 8...10 км. Рудопроявление приурочено к Тишинскому рудному узлу и представляет собой метасоматическое рудопроявление с последующим динамометаморфическим преобразованием.

Тишинский рудный узел обособлен в сигмоидальном перегибе КБЗ, обусловленном формированием наложенной поперечной Лениногорской деформационно-метаморфической зоны или Семипалатинско-Лениногорского разлома. Для последней характерно общее западное, юго-западное простирание, качественное преобразование структуры субстрата, в том числе КБЗ, и фрагментация системой сдвигонадвигов на крупные пластины с дуговыми ограничениями.

Традиционные представления о геологии Тишинского рудного узла сводятся к тому, что здесь в геологическом разрезе выделяются осадочные и осадочно-вулканогенные толщи силурийско-девонского возраста. Они имеют субширотное простирание при субвертикальном падении и прорваны субвулканическими телами Познопаловской и Южной риолитовых интрузий, а основные рудные залежи Тишинского рудного узла приурочены к зоне контакта ильинской и сокольной свит (Чекалин, Дьячков, 2013).

Рудовмещающие породы представлены сланцеватыми плагиоклаз-серицит-кварцевыми метасоматитами, под микроскопом устанавливается, что порода сложена кварцем (55-60%), серицитом (20-30%), альбитом (5-10%). Вторичные минералы представлены кальцитом, пиритом, халькопиритом, галенитом, сфалеритом. Текстура породы полосчатая, что выражается в виде чередования серицит-кварцевого сланцеватого агрегата и линзовидных участков рекристаллизации кварца. Наблюдаются структура породы лепидогранобластовая, которая выражается в виде упорядоченных пластинок серицита в гранобластовом базисе кварца и плагиоклаза (рис. 1).

Наблюдаются два типа трещин в породе: ортогонального направления по отношению к сланцеватости и сонаправленные со сланцеватостью

Кварц образует субизометричные зерна и представлен двумя генерациями: кварц в основной массе породы и кварц в зонах рекристаллизации.

Кварц в основной массе породы представлен зернами размером 0.1-0.7 мм. Границы зерен плавные, округлые.

Для сульфидной минерализации Габриэлевского рудопроявления характерна послойная неравномерная бедная иногда густовкрапленная пиритизация. Пирит входит в состав пирит-кварцевых прослоек и линзовидных выделений до 2 см мощностью, ориентированных согласно сланцеватости вмещающих пород. Содержание пирита в аншлифах 6-50 %.

Пирит присутствует в виде одиночных вкрапленных кристаллов и их сростков кубического габитуса с четкими контурами. Размеры кристаллов непостоянны, преобладают размером 0.5-4 мм. Местами составляет основу сульфидного агрегата, также местами претерпел давление и катаклиз с образованием структуры типа порфирокластической. Зерна пирита имеют директивную ориентировку. Пространственная связь с кварцем устойчивая. К этим выделениям

тяготеет вкрапленность сфалерита и в незначительном количестве халькопирита. Сфалерит и халькопирит приурочен к межзерновому пространству агрегатов кварца и трещинам в пирите.

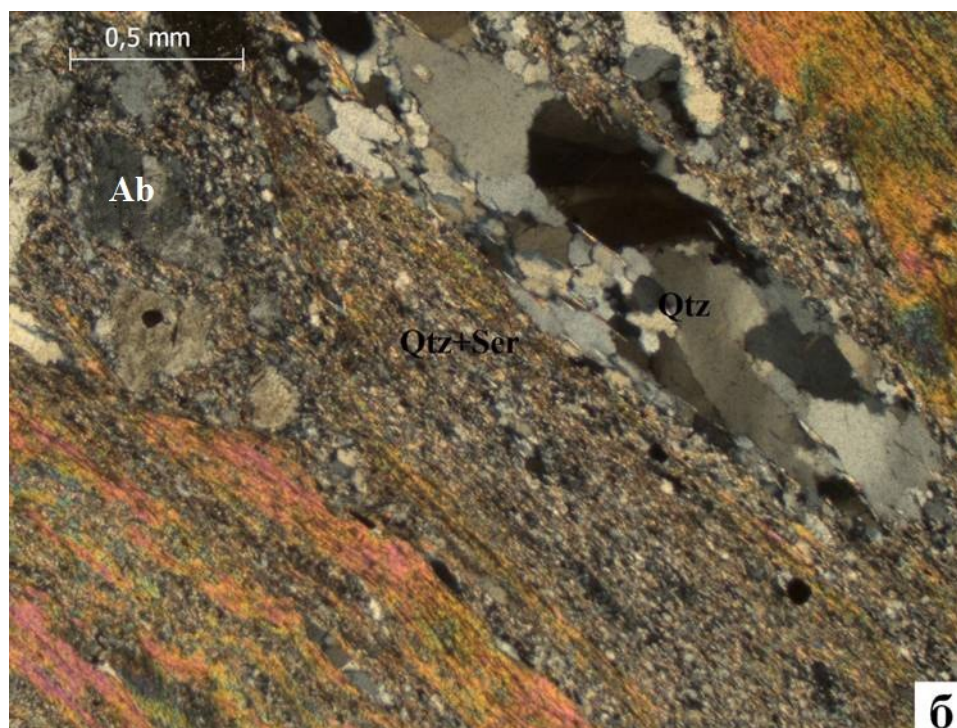


Рисунок 1 Участки рекристаллизованного кварца. Участки имеют линзовидную форму, линзы вытянуты по сланцеватости, что может указывать на направление деформации. Qtz – кварц, Ab – альбит, Ser – серицит.

С увеличением глубины, объемная доля пирита в аншлифах уменьшается и становится равной 20 %, и на более глубоких горизонтах он с другими сульфидами пропадает совсем.

Более детальный химический анализ позволил выявить минералы, которые являются наиболее индикаторными для определения стадийности метасоматоза. Этими минералами по итогу являются альбит и серицит.

Отличие в химическом составе разных генераций альбита, очевидно. Для альбита из основной массы характерно присутствие таких элементов как калий и кальций, в то время, как в порфиробластах эти элементы отсутствуют.

Серицит встречается в поровом пространстве порфиробласт альбита и в основной массе. У серицита из основной массы сумма железа и магния значительно выше и составляет 3,1%, в то время как в порах альбита сумма железа и магния составляет 1,2%. Помимо этого, содержание калия в сериците на 2% выше, чем в порах.

По итогу можно выделить две стадии метасоматоза. Одна связана с образованием серицита в порах порфиробласт альбита, другая с привнесением вещества и образованием минералов основной массы.

Исследования проведены с использованием оборудования центра коллективного пользования «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ. Исследования выполнены при поддержке Министерства науки и высшего образования Российской Федерации в рамках выполнения государственного задания (проект № 0721-2020-0041).

Чекалин В.М., Дьячков Б.А. Рудноалтайский полиметаллический пояс закономерности распределения колчеданного оруденения // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. № 6. С. 513-532.

Петрогеохимическая характеристика дайкового комплекса Воронцовского золоторудного месторождения (Сев. Урал)

Блоков В. И.^{1,2}

¹ИГЕМ РАН, г. Москва

²ИМГРЭ, г. Москва blok_off@mail.ru

Воронцовское месторождение ограничено на западе меридиональным взбросом, на юго-западе – Южно-Песчанским разломом северо-западного простирания. На севере оруденение затухает, по падению и простиранию выклинивается. Разломы в основном имеют додайковый и дорудный возраст, ограничивают, реже вмещают оруденение, а также имеют признаки подновления в послерудное время, сопровождаются мощными зонами катаклаза в блоке, ограниченном этими разломами и контактом Ауэрбаховской интрузии (Сазонов и др., 1991; Викентьев и др., 2016).

Интрузивные породы месторождения представлены мелкими телами-сателлитами диоритов Ауэрбаховского интрузива, расположенными в его западной экзоконтактной зоне. В поле их развития и западнее развиты многочисленные дайки базитов. Наибольшая концентрация даек установлена на площади месторождения. Сам массив представлен тремя фазами: 1-я – габбро, габбродолериты (vD_1), 2-я – диориты, кварцевые диориты (δD_1), 3-я – граниты, гранодиориты (γD_{1-2}).

На месторождении встречаются дайки: долеритов и габбро-долеритов, пироксен-плаггиоклазовых, плаггиоклазовых и амфибол-плаггиоклазовых порфиритов, диорит- и кварц-диоритовых порфиров, лампрофиров спессартитового типа (одонит, керсантит); среди лаек преобладают микродиориты и микрогаббро (диабазы). Вместе они составляют "пестрый" комплекс даек, обычно сопровождающих становление интрузивов вулканоплутонических ассоциаций и характерных для многих золоторудных полей (Ефремова, 1983 и др.). На дайки месторождения локально наложены кварц-гидрослюдистые метасоматиты, с которыми ассоциирует небогатая золото-сульфидная минерализация. Вдоль контактов даек развиты гранатовые и пироксен-гранатовые скарны, которые обычно несут магнетит-сульфидную минерализацию (до 0.2 г/т Au). Большинство даек являются дорудными по отношению к золото-мышьяковому оруденению (Сазонов и др., 1991).

За последние годы была составлена обширная коллекция образцов даек с различных горизонтов Воронцовского золоторудного месторождения, также были использованы материалы работы предшественников (Нечкин, Ровнушкин, 2011; Азовскова и др., 2019) что позволило весьма расширить выборку и сравнить получившиеся результаты.

Согласно результатам измерений азимута падения (Азовскова и др., 2019) на Воронцовском месторождении существует система дискретного распределения полюсов.

Выделяются системы даек северо-северо-восточного (аз.пд. 340–62°), юго-юго-восточного (90–190°) и западного (235–292°) падения. Углы падения более 60° характерны для всех систем. Этим системам соответствуют образцы, отобранные на нижних горизонтах месторождения, но также нет очевидных закономерностей в распределении ориентировок даек, принадлежащих к разным группам по химическому составу.

По составленной серии образцов даек, были проведены аналитические исследования. Содержание петрогенных оксидов определены методом рентгеноспектрального флуоресцентного анализа (РФА) в лаборатории ИГЕМ РАН, редкие и рассеянные элементы – методом масс-спектрометрии с индуктивно связанной плазмой (ICP-MS) в лаборатории ИМГРЭ.

Согласно классификационной TAS-диаграмме дайки Воронцовского месторождения залегают в основном в районе основных пород, и лишь некоторые из них - в районе средних. Образуется 6 групп пород соответствующих по составу: габбро, габбро-диориты, ум.щел. габбро, габбро-диориты, диориты, ум. щел. диориты, образцы лампрофиров заняли различные группы. Диориты, характерные для этого района. В целом прослеживается тренды нормальной и

повышенной щелочности с сильно варьирующими параметрами ($K_2O + Na_2O$ 2.3–7.8 мас. % при SiO_2 42.7–62.5 мас. %). Также есть единичные образцы, которые соответствуют по составу ультраосновным образованиям – пикробазальтам.

Вариационные диаграммы Харкера для основных петрогенных оксидов показали сильный разброс точек, что может быть следствием локальных метасоматических изменений пород.

Дискриминационные диаграммы для определения геодинамических обстановок формирования базальтов показали, что точки составов изученных пород попадают в поля островодужных, рифтогенных или внутриплитных образований. Подобное (смешанное) сочетание геохимических характеристик могут иметь рифтогенные породы, образовавшиеся при плавлении деплетированных в надсубдукционной обстановке ультрабазитов мантийного клина. По АФМ диаграмме основная группа даек относится к известково-щелочной серии, 4 образца принадлежит толеитовой серии.

Для рассмотренных типов пород нормированные к составу примитивной мантии спектры распределения элементов-примесей демонстрируют некоторое обогащение крупноионными литофильными элементами (Cs, Rb, Ba, Pb) и U, Th относительно высокозарядных элементов, а также наличие Ta–Nb-минимума и Pb-максимума.

Дайка лампрофира отличается низкими показателями РЗЭ (Gd, Tb, Dy, Y, Ho Er, Tm, Yb, Lu), обогащен в большей степени (Cs, Rb), чем основная группа даек.

Данные по петрохимической классификации, геодинамической обстановке формирования, по распределению спектров распределения элементов-примесей даек Воронцовского месторождения имеют схожую картину с комплексами даек Полярного Урала (Соболев и др., 2020).

Проанализировав все полученные данные можно сделать следующие выводы:

Надсубдукционные геохимические характеристики даек свидетельствуют о том, что источником магм служило вещество мантийного клина, деплетированного в надсубдукционной обстановке. По геологическим взаимоотношениям, дайки лампрофиров являются пострудными, их формирование, вероятно, происходило в раннекаменноугольное время и было связано с формированием Раннеуральского орогена.

Работа поддержана грантами РФФИ № 19-35-90115 и 20-05-00849. Автор признателен О.Б. Азовской, М.Ю. Ровнушкину и В.В. Мурзину за предоставленные материалы, позволявшие расширить и углубить исследования даек на месторождении, а также И.В. Викентьеву и И.Д. Соболеву за помощь и консультации.

Азовская О.Б., Ровнушкин М.Ю., Сорока Е.В. Петрохимические особенности дайкового комплекса Воронцовского золоторудного месторождения (Северный Урал) // Известия УГГУ. 2019. Вып. 1(53). С. 18-27.

Викентьев И.В., Тюкова Е.Э., Мурзин В.В., Викентьева О.В., Павлов Л.Г. Воронцовское золоторудное месторождение. Геология, формы золота, генезис. Екатеринбург: Форт Диалог-Исеть. 2016. 206 с.

Ефремова С.В. Дайки и эндогенное оруденение. Москва: Недра, 1983. 224 с.

Нечкин Г.С., Ровнушкин М.Ю. Сульфидная околодайковая минерализация на Воронцовского месторождения золота (Ауэрбаховский комплекс, Северный Урал) // ЕЖЕГОДНИК-2010. Тр. ИГГ УрО РАН. 2011. Вып. 158. С. 187–190.

Сазонов В.Н., Мурзин В.В., Григорьев Н.А., Гладковский Б.А. Эндогенное оруденение девонского андезитоидного вулcano-плутонического комплекса (Урал). Свердловск: УрО АН СССР, 1991. 184 с.

Соболев И.Д., Викентьев И.В., Травин А.В., Бортников Н.С. Каменноугольный магматизм Полярного Урала / Доклады Российской академии наук. Науки о Земле. 2020. Т. 494. № 2. С. 20–26.

Газово-метасоматическое изменение базальта в минерализованных зонах фумаролы Арсенатная, вулкан Толбачик, Камчатка

Булах М.О.¹, Кошлякова Н.Н.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, aregon27@mail.ru

Фумаролы вулкана Толбачик (Камчатка) являются интереснейшим минералогическим объектом. На сегодняшний день здесь выявлено около 300 минеральных видов, более сотни из которых – новые. В 2012 году была открыта фумарола Арсенатная, которая стала одним из ведущих мировых объектов по числу новых минералов (Пеков и др., 2020). Однако газово-метасоматическое преобразование вмещающих эксгальционную минерализацию пород и последовательность формирования инкрустаций изучены еще весьма слабо. На сегодняшний день получены новые данные о строении минеральных корок и изменениях вулканитов в различных зонах Арсенатной.

Толбачик, входящий в состав Ключевской группы вулканов Восточного вулканического пояса Камчатки, представляет собой систему вулканов, включающую Острый Толбачик, Плоский Толбачик и Региональную зону шлаковых конусов. Фумарольные поля окислительного типа с разнообразной оксидной, галоидной, сульфатной, арсенатной, силикатной минерализацией приурочены к шлаковым конусам Северного прорыва Большого трещинного Толбачинского извержения 1975 – 1976 гг. (далее – БТТИ). Наиболее богаты в минералогическом отношении фумаролы Второго шлакового конуса, отличительной чертой которого является наличие многочисленных полостей, сформировавшихся под действием агрессивных газов на ранних этапах постэруптивного процесса. Полости, послужившие газовыми ловушками, создали благоприятную среду для роста кристаллов, формирования и сохранения разнообразных минеральных агрегатов (Набоко, Главатских, 1983). Многие фумаролы Второго конуса, в том числе Арсенатная, еще активны.

Фумарола Арсенатная представляет собой систему открытых полостей протяженностью около 15 м при ширине 1 – 1,5 м в южной части и 3 – 4 м – в северной. Эксгальционные минералы инкрустируют поверхности, а также заполняют тонкие трещины, поры и мелкие полости в частицах базальтового шлака на глубине 0.3 - 4 м от дневной поверхности (Pekov et al., 2018). В верхних зонах, доступных воздействию атмосферных осадков, развиваются преимущественно опал и гидросульфаты. На глубине, где температура повышается до 120-150°C, ОН и H₂O-содержащие минералы уже не встречаются; инкрустации состоят из медных сульфатов (эвхлорин, халькокианит, федотовит, вольфит и др.), лангбейнита и кальциолангбейнита, тенорита, гематита. Глубже появляются различные (преимущественно Си-содержащие) арсенаты, санидин, фторфлогопит, афтиталит, метатенардит. В самых глубоких зонах, где температура достигает 450°C и более, собственные минералы Си отсутствуют; эксгальционная минерализация представлена преимущественно ангидритом, гематитом, касситеритом, диопсидом (и другими силикатами), арсенатами Са, Na и Mg.

С разной степени детальности было изучено 50 образцов измененного шлака из средних зон фумаролы, где развита безводная минерализация с участием Си в качестве видообразующего элемента. Первичные описания образцов проводились с помощью бинокуляра. Данные по химическому составу минералов и изображения в отраженных электронах получены на кафедре петрологии Геологического факультета МГУ с помощью сканирующего электронного микроскопа «Jeol» JSM-6480LV и энергодисперсионного спектрометра «Inca Energy-350» (аналитик Н.Н. Кошлякова).

Вулканический шлак в пределах фумаролы представлен афировыми базальтами, близкими по составу к субщелочным глиноземистым. Основная масса характеризуется различными структурами – от гиалопилитовой до интерсертальной – и состоит из микролитов плагиоклаза An₇₂₋₅₅ (35 - 45 % в породе), диопсид-авгита Ca₄₁Mg₃₉Fe₂₀ - Ca₄₅Mg₃₇Fe₁₈ (20 - 35 %), оливина Fo₇₉₋₈₅ (5 - 15 %), стекла (15 - 50 %). Вкрапленники размером до 0.6 мм представлены

кристаллами (часто скелетными) оливина, содержащими включения хромшпинелидов ряда хромит-магнезиохромит. Стекло содержит в среднем (мас.%) 53 SiO₂, 1 Na₂O, 7 K₂O, 5 CaO, 4 MgO, 10 FeO, 2 CuO, 15 Al₂O₃, 2 TiO₂, 1 P₂O₅ (по 9 анализам).

В целом вулканический материал переработан газом в различной степени. Макроскопически и при наблюдении под биноклем изменения базальтового шлака под корочками сублиматов и вокруг крупных пор в средних частях фумаролы выражаются в осветлении породы (рис. 1а). Часто зоны осветления прослеживаются на десятые доли миллиметра, но в случае глубокой переработки первичной породы имеют мощность до нескольких сантиметров вплоть до практически полного замещения небольших (3 - 5 см) фрагментов шлака белым, светло-жёлтым или зеленоватым пористым агрегатом (рис.1б). Как показали электронно-зондовые и электронно-микроскопические исследования, замещающий базальт агрегат состоит главным образом из санидина с включениями гематита, а также кремнезема и лангбейнита / кальциолангбейнита (рис. 2а).

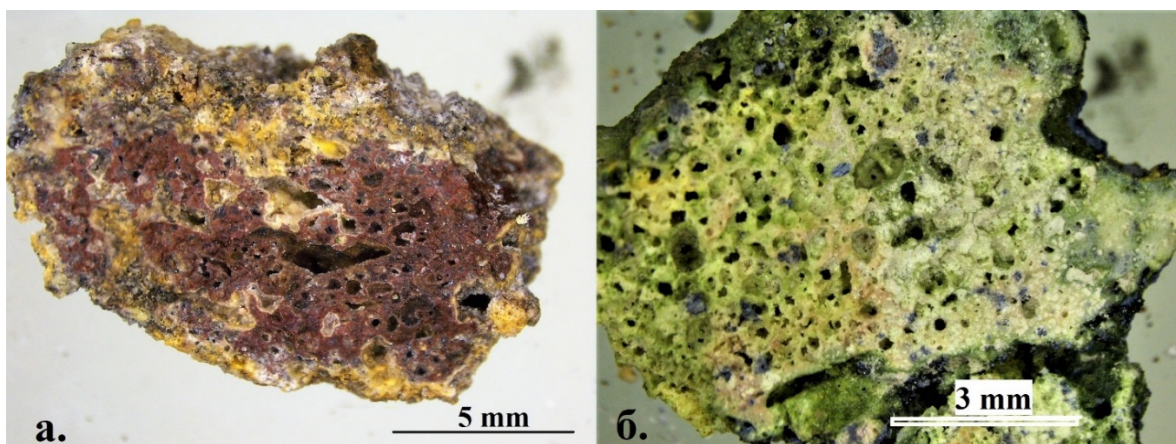


Рисунок 1. а) Срез фрагмента вулканического шлака с неизменным базальтом внутри; б) апобазальтовый санидиновый агрегат с вростками арсенатов.

Как правило, участки неизменного базальта имеют четкие резкие границы с апобазальтовым санидиновым агрегатом и отделены от него тонкой каймой кремнезема с реликтами плагиоклаза. Кремнезёмовая фаза замещает стекло и клинопироксен (рис. 2б) – их изменение, по-видимому, происходит практически одновременно. Далее по кремнезему развивается санидин, содержание As₂O₅ в котором варьирует от 1 до 10 мас. %. Наиболее устойчивым силикатом базальта оказывается плагиоклаз – его реликты в том или ином количестве встречаются во всех образцах апобазальтовых агрегатов. По краям микролиты плагиоклаза замещаются санидином, теряя при этом четкие очертания. Избыток SiO₂ обособливается по краям пор и в покрывающих шлак корках (рис. 2в). Лангбейнит и кальциолангбейнит заполняют поры внутри новообразованного агрегата и в неизменном базальте, но нередко присутствуют в тонкой смеси с санидином и кремнезёмом. В пустотах появляются вростки арсенатов, придающие полевошпатовому агрегату различные оттенки. Афтиталитоподобные К-На сульфаты покрывают выделения лангбейнита и арсенатов. Поверх сульфатных и арсенатных корочек часто нарастают прозрачные столбчатые и игольчатые кристаллы обогащенного мышьяком (6 – 10 мас. % As₂O₅) санидина.

Изменения в оливине зависят от степени переработки окружающей породы. На границе с реликтами базальта они проявлены преимущественно в гематитизации трещин. Близ выделений гематита при этом отмечаются тонкие (в несколько микрон) зонки, где железистость оливина Fe²⁺/(Fe²⁺+Mg) снижается до 5 - 10 %. Среди породы, в значительной степени переработанной газом, в зернах магматического оливина наблюдаются более существенные изменения, приводящие к появлению вторичной метасоматической зональности. Краевые части реликтовых зёрен оливина, граничащие непосредственно с санидиновым апобазальтовым агрегатом, замещаются кремнезёмом (зона 5, рис. 2г), в котором фиксируются примеси S, Al, Fe, Cu, Zn, Na, K, Ca, Mg, связанные с микровростками других фаз. В виде отчетливых обособлений отмечаются

тенорит, гематит и лангбейнит. В ряде случаев развиваются отдельные чешуйки янжуминита. Во внутренней части кремнеземной зоны рудные оксиды образуют ритмичные слои (зона 4). Далее они сменяются тонкой (обычно < 15 мкм) каймой (зона 5), где отдельные минеральные фазы неразличимы, а в химическом составе преобладают SiO_2 , CuO и Fe_2O_3 , по-прежнему присутствуют K_2O , Al_2O_3 и SO_3 . Кайма имеет достаточно резкую внутреннюю границу, за которой начинается непосредственно оливниновая зона 2. Начало изменений в оливине выражается появлением в нем тонкой неоднородности неясной природы, фиксируемой на изображениях в отраженных электронах, а также примеси меди - от 0.3 до 2.4 мас. % CuO . В наименее измененных участках зерен – центральных либо граничащих с незамещенным базальтовым стеклом – сохраняется первичный магматический оливин без меди (зона 1). Соотношения площадей различных зон и их конфигурация в разных индивидах оливина изменчивы и зависят от первоначальных размеров, формы и степени трещиноватости зерна, а также от меры переработки вмещающей породы. В конечном итоге зерна оливина полностью замещаются лангбейнит-кремнеземовым агрегатом или (редко) янжуминитом с обильными вкраплениями оксидов Cu и Fe либо медных арсенатов.

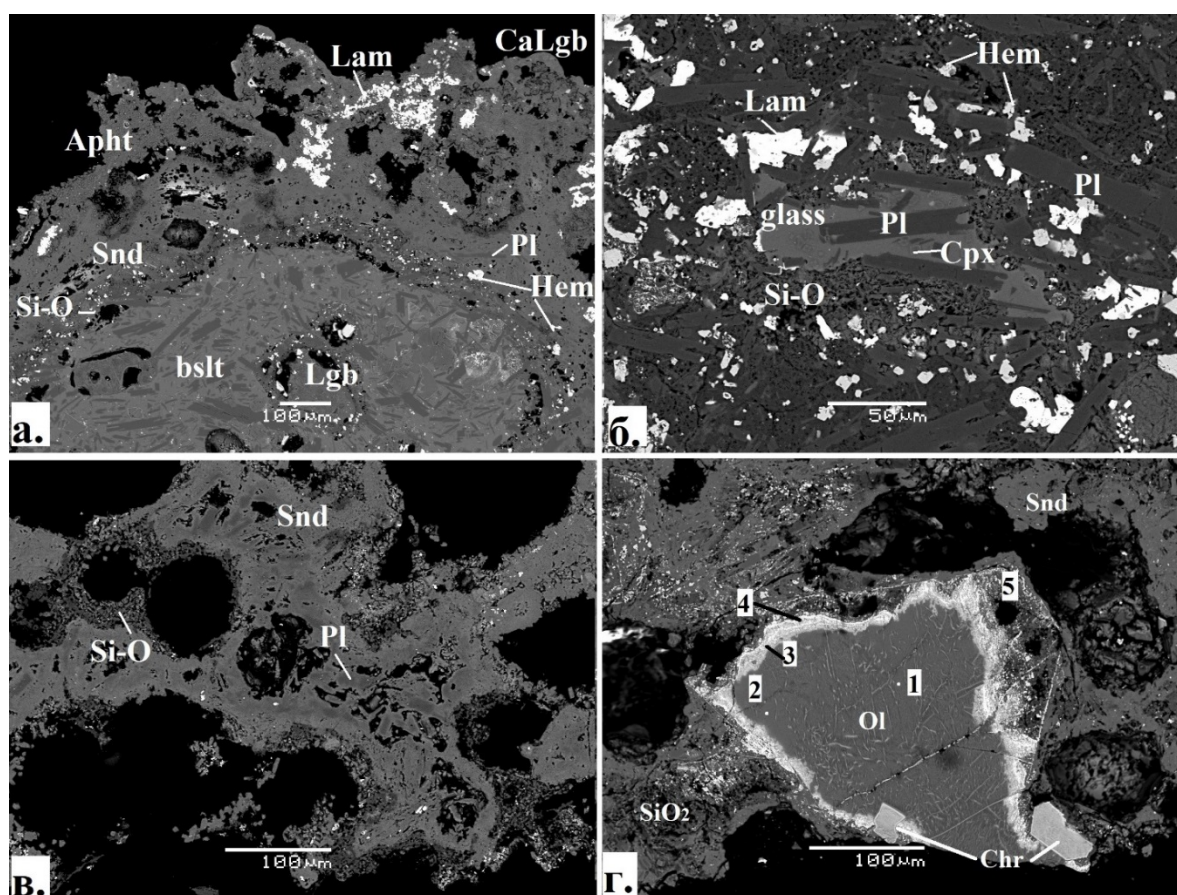


Рисунок 2. а) Участок неизменного базальта (bslt) окружен агрегатом санидина (Snd) с реликтами плагиоклаза (Pl) и включениями гематита (Hem). В порах и в корке развиваются лангбейнит (Lgb), кальциолангбейнит (CaLgb), афтиталит (Apht), ламмерит (Lam). б) Участок базальта с неизменным стеклом (glass), микролитами клинопироксена (Cpx) и плагиоклаза (Pl) среди агрегата кремнезема с реликтами плагиоклаза и вростками ламмерита. в) Апобазальтовый санидиновый агрегат с реликтами плагиоклаза и обособлениями кремнезема. г) Вторичные изменения во вкрапленнике оливина (Ol) среди кремнезем-сандинового апобазальтового агрегата (пояснения и обозначения зон в тексте), хромит (Chr).

Фото в отраженных электронах.

В кристаллах хромшпинелидов, помимо обычного распада, краевые части обогащаются Cu и Zn, вплоть до образования купрошпинели и медистого франклинита. Акцессорный магнетит в высокоокислительных условиях переходит в гематит.

В зоне с преобладанием медных сульфатов (более низкотемпературной) в целом степень переработки базальта снижается. Количество санидина уменьшается – он наблюдается в основном лишь на поверхности обломков, – а сульфатов группы лангбейнита и кремнезема – увеличивается.

Полученные данные указывают на то, что преобразование базальта в средних зонах фумаролы происходит в процессе сульфатного метасоматоза при привносе в систему K, Na, Fe и халькофильных элементов. Источником Si, Al, Mg, Ca для санидина, слюд и минералов группы лангбейнита является, по-видимому, непосредственно базальт. Щелочные металлы, Fe и Cu тоже могут быть частично мобилизованными из базальта – ими обогащено стекло. Степень преобразования первичной породы контролируется температурой газа и интенсивностью воздействия на шлак газовых струй.

Набоко С.И., Главатских С.Ф. Постэруптивный метасоматоз и рудообразование. М.: Наука. 1983. 165 с.

Пеков И.В., Агаханов А.А., Зубкова Н.В., Кошлякова Н.Н., Щипалкина Н.В., Сандалов Ф.Д., Япаскерт В.О., Турчкова А.Г., Сидоров Е.Г. Фумарольные системы окислительного типа на вулкане Толбачик – минералогический и геохимический уникум // Геология и геофизика. 2020. Т. 61. № 5-6. С. 826-843.

Pekov I.V., Koshlyakova N.N., Zubkova N.V., Lykova I.S., Britvin S.N., Yapas Kurt V.O., Agakhanov A.A., Shchipalkina N.V., Turchkova A.G., Sidorov E.G. Fumarolic arsenates – a special type of arsenic mineralization // European Journal of Mineralogy. 2018. V. 30. P. 305–322.

Особенности структуры российских запасов золота

Вильданов Д.И.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, damwill@yandex.ru

В последние годы Россия стабильно занимает первое место в мире по запасам (12% от мировых) и третье место по производству золота (8% от мирового). Такая позиция в золотодобыче была обеспечена как за счет открытия крупных месторождений в период СССР, так и за счет активного наращивания добычи рудного золота в постсоветский период. За 10 лет с 2008 по 2018 гг. добыча золота в нашей стране практически удвоилась со 190 до 378 тонн в год (рис. 1).

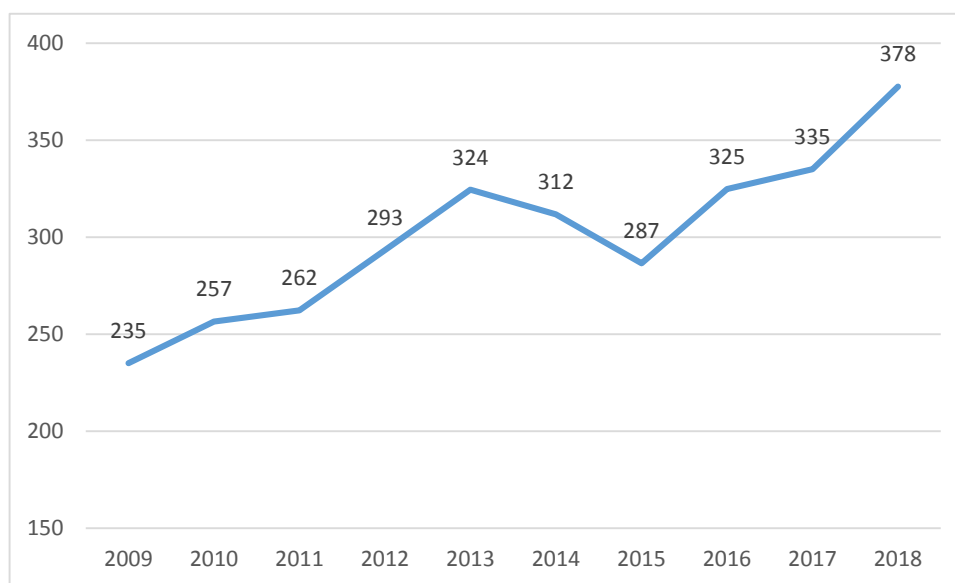


Рисунок 1. Рост рудничной добычи золота в период 2008-2018 гг.

По материалам государственных докладов «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации» в период с 2008 по 2018 гг., данные 2012 года в отчете отсутствуют и являются средним между 2011 и 2013 гг.

Формальная обеспеченность нашей страны запасами при сохранении текущих темпов добычи – около 44 лет. Подобная цифра весьма внушительна, особенно с учетом перспективы неизбежного приращения запасов за счет разведки и переоценки. Однако, детальное изучение структуры запасов позволяет посмотреть на эту картину под совершенно другим углом. Из 14 648 т запасов в распределенном фонде находится 12 806 т, то есть, 87,4% (Госдоклады, 2008-2018). Учитывая то, что золото не имеет проблем со сбытом, являясь крайне востребованным ПИ (полезным ископаемым), можно с достаточной уверенностью утверждать, что почти весь нераспределенный фонд в данный момент по тем или иным причинам не может быть отработан. Выражаясь западной терминологией кодекса JORC, запасы российского нераспределенного фонда относятся к ресурсам категорий Indicated и Measured: месторождения достаточно изучены для немедленной отработки, но по ряду причин (географических, экономических, юридических и т.д.) их отработка в данный момент невозможна. Это позволяет полностью сконцентрироваться на изучении структуры запасов распределенного фонда.

Для выявления её системных особенностей автор проанализировал отраслевые данные за период с 2008 по 2018 гг., опираясь на государственные доклады «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации» соответствующего периода.

Помимо выявления различных особенностей национальной золотодобывающей отрасли, вроде высокой доли россыпного золота в добыче и высокой концентрации производств в руках частных компаний, была прослежена статистика, связанная с месторождениями распределенного

фонда: на 9 самых крупных месторождений (с долей запасов более 1% от национальных) приходится около 47,5% всего распределенного фонда при 35% добычи (табл. 1). Наличие, на первый взгляд, небольшого неравновесия в скорости истощения наиболее крупных месторождений в сравнении с более мелкими, не несет в себе серьезной угрозы МСБ страны. Однако, картина довольно сильно меняется при исключении из списка Олимпиадинского месторождения, чье истощение происходит несравнимо большими темпами, чем у других месторождений списка. В этом случае на 59% от национальных запасов всех месторождений за исключением восьми перечисленных приходится 85% добычи, что создает реальную угрозу непропорциональной отработки распределенного фонда.

Таблица 1. Золотые месторождения России с долей запасов более 1% от общих (по данным госдокладов).

| | Название | Запасы | Проектная мощность | Доля в запасах | Год открытия |
|---|--------------------|--------|--------------------|----------------|--------------|
| 1 | Сухой Лог | 1943 | 43 (п)* | 13,3 | 1961 |
| 2 | Наталкинское | 1500 | 6,7 | 10,2 | 1942 |
| 3 | Олимпиадинское | 871 | 67,3 | 5,9 | 1975 |
| 4 | Нежданинское | 644 | 7,9 (п)* | 4,4 | 1951 |
| 5 | Гайское | 393 | 5,4 | 2,7 | 1950 |
| 6 | Вернинское | 233 | 7,5 | 1,6 | 1974 |
| 7 | Павлик | 179 | 12,4 | 1,2 | 1942 |
| 8 | Благодатное | 171 | 10,9 | 1,2 | 1968 |
| 9 | Куранахская группа | 145 | 6,3 | 1 | 1955 |

(п)* – проектная мощность.

Безусловно, такая децентрализация добычи является хорошим знаком для отрасли в целом, однако она сильно сказывается на ожидаемом сроке обеспеченности запасами, который составит всего около 23 лет для 59% национальных запасов при сохранении их текущих темпов отработки. В свете крайне высоких ростов темпов добычи золота этот срок может оказаться даже меньшим. В период с 2009 по 2018 год включительно рост добычи золота по отношению к 2008 году составил 98,3% при приросте достоверных запасов (категорий A+B+C₁) в 10,6% (рис. 2). При этом абсолютный прирост таких категорий запасов составил всего 831 т, из которых 508,7 т – результат доразведки и переоценки крупного месторождения Олимпиадинское. В то же время за исследуемый период кумулятивный прирост добычи составил более 1100 тонн (рис.2). Ситуация с запасами категории C₂ обстоит лучше: среднегодовой прирост составляет около 266 тонн (Госдоклады, 2008-2018), что, впрочем, объясняется недостаточной степенью геологической изученности данной категории и ее невысокой привлекательностью для отработки до перевода в более достоверную категорию (Ильин, 2019).

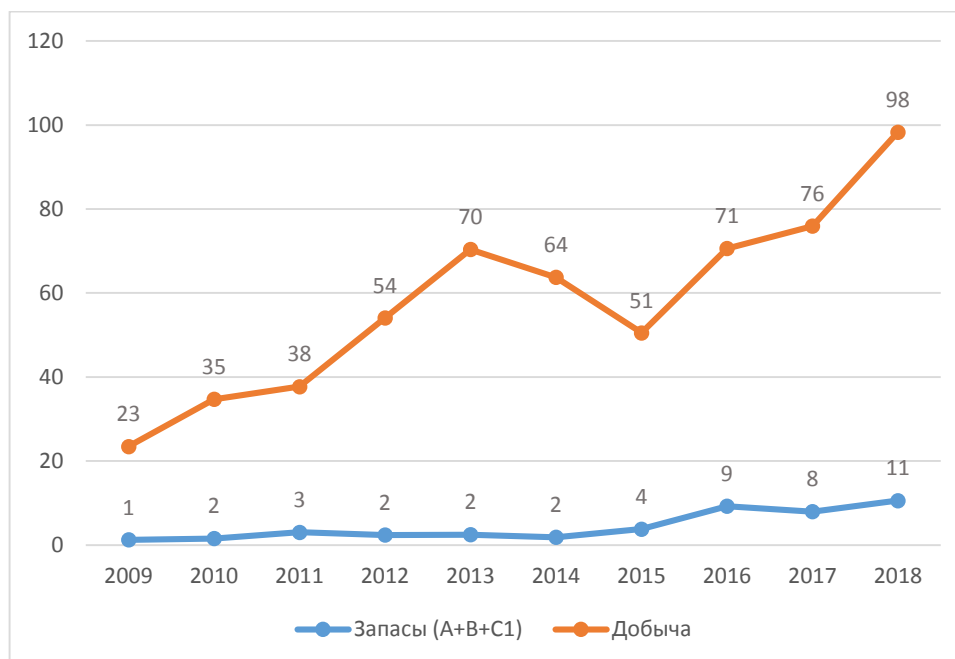


Рисунок 2. Рост запасов и добычи по отношению к 2008 году в 2009-2018 гг., % (по данным госдокладов).

Непропорциональное истощение запасов и ещё более непропорциональный рост добычи в сравнении с приростом запасов, безусловно, не ставят страну на грань истощения золотодобывающей отрасли, однако заставляют нас задуматься и пересмотреть подход к оценке обеспеченности нашей страны этим полезным ископаемым.

Государственные доклады «О состоянии и использовании минерально-сырьевых ресурсов Российской Федерации» в период с 2008 по 2018 год. (http://www.mnr.gov.ru/docs/gosudarstvennye_doklady/o_sostoyanii_i_ispolzovanii_mineralno_syrevykh_resu_rsov_rossiyskoy_federatsii/, 03.09.20)

Ильин О.В. Предполагаемые ресурсы и запасы категории С2: дифференцированный подход // Недропользование XXI. 2019. № 2. С. 70-75.

Геолого-геохимические особенности кварц-карбонатно-силикатных жил Беломорского подвижного пояса северной Карелии

Волков И.С.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, IvanVolkov19@yandex.ru

Кварц-карбонатно-силикатные жилы имеют широкое распространение на островах и побережье Кандалакшского залива северной Карелии (рис. 1). Жилы встречаются среди метаморфизованных пород основного состава Беломорского подвижного пояса. Количество жил огромно. Мощность их варьируется от первых сантиметров до первых метров. Форма тел разнообразна. Встречаются жилы правильной линейно вытянутой формы, иногда с колечными изгибами и апофизами, пламевидные, брекчиевидные и линзовидные в плане. Пространственной закономерности в ориентировке жил не обнаружено. Жилы преимущественно заполняют поперечные трещины отдельности в дайках базитов и практически никогда не выходят за пределы даек. В единичных случаях жилы имеют контакты с гнейсами.

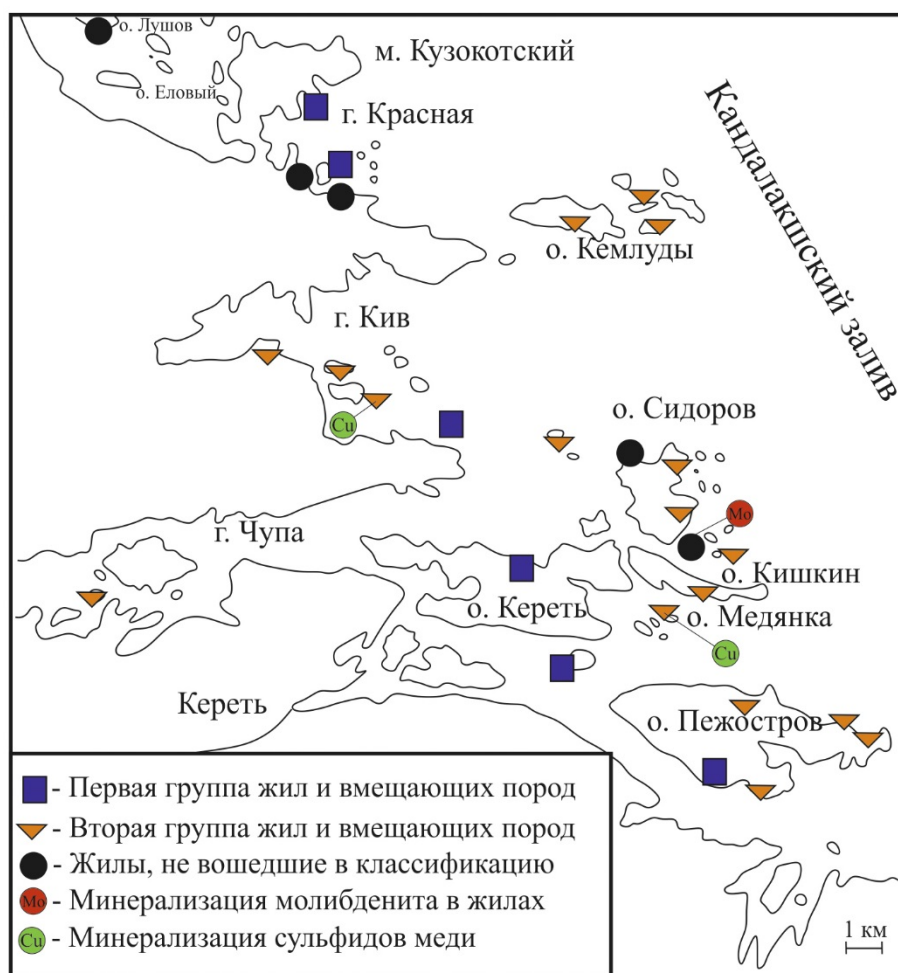


Рисунок 1. Карта распределения кварц-карбонатно-силикатных жил Лоухского района северной Карелии Лебедева В. И. с дополнениями автора (Лебедев, 1950).

Главными жильными минералами являются полевые шпаты, кварц и карбонат (анкерит, доломит или кальцит). Помимо них могут присутствовать турмалин, хлорит, биотит, ильменит, сфен, эпидот, скаполит, апатит, рутил, фуксит, скопления пирита, халькопирита и пирротина. Также с жилами связана молибденитовая минерализация на острове Виченная Луда в губе Чула (Смирнова, 1960).

Возраст жил примерно 1.814 млрд. лет (U-Pb), что соответствует самому позднему ретроградному этапу метаморфизма в Беломорье. С данным этапом связано образование безгранатовых амфиболитов вдоль трещин и ослабленных зон на контактах пород с разными реологическими свойствами (Козловский, 2020).

Также жилы сопровождаются экзоконтактовыми зонами альбитизации, хлоритизации и карбонатизации (рис. 2). В таблице 1 приведены результаты химического анализа (РФА) неизмененных пород основного состава и их измененных околожильных разновидностей (табл. 1). Из данных видно, что содержание SiO_2 , Fe_2O_3 и MgO и Cu в измененных породах ниже относительно протолита. Это говорит о выносе оснований и кремнезёма (десиликация и дебазификация) и переотложении их в виде жильных минералов. Вероятно, что часть экстрагированного кремнезёма расходуется на альбитизацию плагиоклаза, а железо и магний на хлоритизацию и амфиболитизацию вмещающих пород.

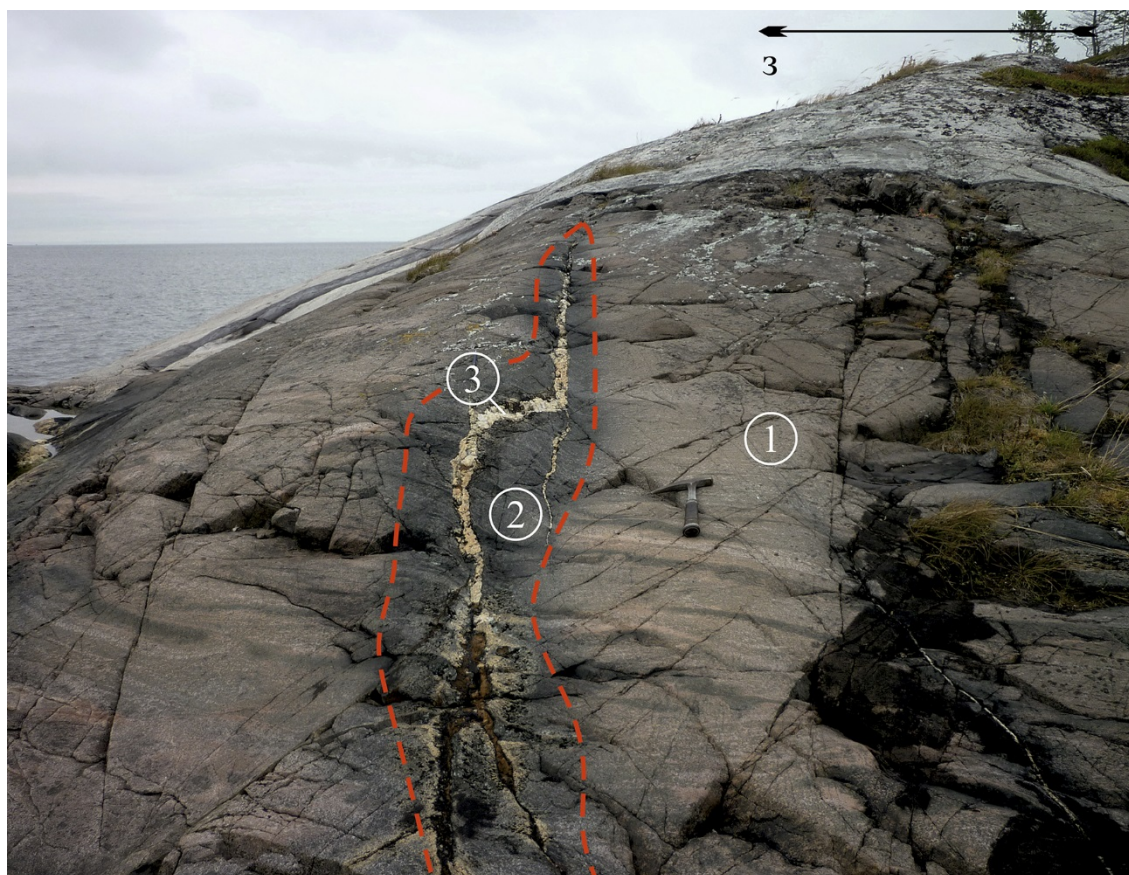


Рисунок 2. Кварц-карбонатно-силикатная жила на острове Кедровый в Красной губе Лохуского района северной Карелии: 1 – метагаббро; 2 – приконтактовый метасоматит; 3 – кварц-карбонатно-силикатная жила.

Более явно процесс выноса компонентов и их переотложения проявляется в химических особенностях хлорита, так как он полностью наследует особенности химического состава вмещающих пород. Еще в 50-х годах XX века Лебедевым В. И. была установлена связь химического состава хлорита жил с составом окружающих эту жилу базитов примерно равны (Лебедев, 1950). Это соответствие объясняется тем, что хлорит является главным концентратом железа и магния в кварц-карбонатно-силикатных жилах. Выделяются две группы жил: первая группа с соотношением $\text{FeO}:\text{MgO}$ равным 1:3 и вторая группа с – 1:1. Так же первая группа жил отличается возможным наличием скаполита, а вторая – сфеном (см. рис. 1) (Лебедев, 1950).

Таблица 1. Химический состав пород основного состава Красной губы и их приконтактовых разновидностей.

| | Метагаббронорит | | Метагаббро | | |
|--------------------------------|------------------------------|---------------------------|------------------------------|--------------------------------|--------------------------------|
| | неизмененный Gr+Cpx+Am+Pl | метасоматит Cal+Pl+Chl | неизмененное Gr+Cpx+Am+Pl | метасоматит 1 Am+Pl+Cal+Chl | метасоматит 2 Am+Pl+Cal+Chl |
| SiO ₂ | 49,70 | 26,13 | 48,47 | 45,92 | 46,02 |
| TiO ₂ | 0,53 | 0,51 | 1,17 | 0,98 | 1,79 |
| Al ₂ O ₃ | 10,54 | 12,19 | 13,25 | 11,91 | 19,04 |
| Fe ₂ O ₃ | 11,16 | 6,43 | 15,07 | 11,48 | 7,78 |
| MgO | 16,85 | 8,44 | 6,81 | 7,81 | 4,08 |
| MnO | 0,177 | 0,411 | 0,256 | 0,217 | 0,131 |
| CaO | 7,52 | 21,90 | 11,13 | 8,31 | 6,97 |
| K ₂ O | 0,62 | 0,03 | 0,19 | 0,13 | 0,35 |
| Na ₂ O | 1,96 | 2,63 | 2,81 | 1,99 | 6,45 |
| Cu, ppm | 69 | 10 | 199 | 57 | <10 |

Опираясь на существенное изменение состава околожильных метасоматитов по сравнению с базитовым протолитом, можно сделать вывод о том, что кварц-карбонатно-силикатные жилы могли служить локальными зонами растворения, переотложения и концентрации рудных компонентов, таких как медь и, возможно, молибден, находящихся в протолите в рассеянном виде.

Козловский В. М., Травин В. В., Саватенко В. М., Тереньтьева Л. Б., Сальникова Е. Б., Курдюков Е. Б. Термобарометрия палеопротерозойских метаморфических событий центральной части Беломорского подвижного пояса, северная Карелия // Петрология. 2020. Т. 28. № 2. С. 184 – 209.

Лебедев В. И. К минералогии кварцево-карбонатных жил северной Карелии // Известия Карело-финского филиала Академии Наук СССР. № 1. 1950. С. 3 – 36.

Смирнова В. С., Солодкая Р. И. Геологическая карта СССР масштаба 1:200000. Серия Карельская лист Q-36XVI. Объяснительная записка // Государственное научно-техническое издательство литературы по геологии и охране недр. Москва. 1960. 60 с.

Вещественный состав золотого оруденения месторождения Таушан (горы Кульджуктау, Центральные Кызылкумы)

Джурабаев А.Б.¹, Амиров Э.М.¹, Оролов А.К., Садиров Р.М.¹

¹Институт Геологии и Геофизики, г. Ташкент, Узбекистан, alisher.djurabayev@gmail.com

Аннотация. Выявление вещественного состава руд и характера распределения основных и сопутствующих оруденению элементов, обусловленные условиями их формирования, несут важную информацию о характере рудообразующей системы и используются как поисковые признаки (Бискэ, 1996). В данном сообщении приведены результаты изучения минерального состава золотого оруденения гор Кульджуктау в Центральных Кызылкумах и особенностей распределения элементов, а также выяснение возможности использования полученных результатов в прогнозно-поисковых работах.

Ключевые слова: Кульджуктау, золотое оруденение, минеральный состав, распределение элементов, средние содержания, кларки, корреляционные связи, поисковые признаки.

Исследования проводились по материалам месторождения Таушан (и частично рудопроявления Перевальное), который является наиболее значимым, в промышленном отношении, золоторудным объектом гор Кульджуктау. Минералого-геохимические изыскания включали оптическое изучение шлифов, содержания элементов определялись методом масс-спектрометрии в индуктивно связанной плазме (ICP-MS).

Участок месторождения Таушан сложен терригенными отложениями таушанской свиты. Подстилающие и перекрывающие мраморизованные известняки девона прослеживаются на севере площади и в виде тектонических линз в южной и западной части месторождения (Эволюция..., 2010). Литологический состав свиты довольно пестрый, и представлен чередованием песчаников, алевролитов, филлитовидных сланцев. Терригенно - осадочные отложения прорваны дайками лампрофиров. Наиболее широко проявлены дайки спессартитов (диоритных порфириров, микродиоритов). Эти дайки имеют субширотное простирание (300 - 340°), мощность от 1 до 20 и более метров и протяженностью до 200 м. Углы падения крутые (60 - 80°) на север.

В структурном плане месторождение Таушан представляет собой систему сближенных субпараллельных складок синформной морфологии и разделенных разрывами субширотного и северо-восточного простирания. Они сопровождаются окварцеванием, перераспределением углеродистого вещества и сульфидной минерализацией. В результате последовательного проявления складчато - разрывных структур при формировании месторождения образовалась сложная мозаично - блоковая инфраструктура, которую в целом можно охарактеризовать как линейно — ориентированный штокверк (Гранитоидные..., 1970).

С поверхности минерализованные зоны и рудные залежи имеют значительный горизонтальный размах - 50 - 200 м. В вертикальном разрезе, с глубиной они закономерно уменьшаются и объединяются в крутопадающие зоны (рудные столбы), образуя структуру типа так называемого «конского хвоста» (Айсанов, 1969).

В зоне окисления в приповерхностной части месторождения рудовмещающие породы в значительной степени ожелезнены, обогащены арсенатами железа, гидроксидами марганца в результате чего рудные зоны приобретают буроватые оттенки до охристой, темно-коричневой и красноватой окраски. По массе окисленных руд неравномерно распределены сильно катаклазированные гнездовидные выделения окислов марганца, по составу относящиеся, вероятнее всего, к группе псиломелана (криптомелан, голландит, коронадит). Под микроскопом при больших увеличениях отчетливо видна небольшая разница на уровне отражательной способности, а также в строении зерен – одни более плотные и компактные, другие же чешуйчатые, волокнистые. Из чего следует вывод, что эти выделения представляют собой тонкую смесь вышеперечисленных минералов.

Более высокие степени концентрации элементов характерны для теллура (101), селена (95), мышьяка (93), менее – золота (24), сурьмы (13), серебра (10), висмута (9) и вольфрама и молибдена (4). Значения других элементов низкие. Содержания редкоземельных элементов в изученных пробах низкие, имеют ниже кларковые значения.

Золото образует значимую корреляционную связь с мышьяком (0,9), молибденом (0,7), теллуrom, висмутом (до 0,6), вольфрамом (0,75). Эти связи свидетельствуют о проявлении более высокотемпературных минерально-геохимических ассоциаций при формировании золотого оруденения месторождения Таушан.

Выводы:

1. Минерализованные зоны площади представлены зонами дробления и окварцевания. Сложены гетит-гидрогетитом, развивающимися по трещинам в породах и отдельно в виде гнезд и вкрапленностей. В кварце из зоны окисления встречаются реликты пирита - в трещиноватой кварцевой породе изредка встречаются вкрапленные микрзерна пирита, размером не более 0,01 мм (м-фото), форма зерен неправильная полигональная.

2. Характер распределения главных и сопутствующих элементов показывает, что золото образует сильную корреляционную связь с мышьяком, вольфрамом, молибденом, теллуrom, и менее с висмутом. Эти связи свидетельствуют о проявлении более высокотемпературных минерально-геохимических ассоциаций при формировании золотого оруденения месторождения Таушан.

Хотя кларки концентрации вольфрама и молибдена не высокие, эти элементы, также могут быть использованы как поисковые критерии золотого оруденения, наряду с мышьяком, теллуrom, сурьмой и др.

3. Содержания редкоземельных элементов в рудах низкие - имеют ниже кларковое значение.

Айсанов Я.Б. Тектоническое строение палеозоя гор Кульджуктау // Узб. геол. Журнал. №5. 1969.

Бискэ Ю.С. Палеозойская структура и история южного Тянь-Шаня // Санкт-Петербург: С.Петербургский ун-т. 1996.

Гранитоидные формации Узбекистана. Под редакцией И.М. Исамухамедова. // Ташкент. 1970 г.

Эволюция и типы магматизма Западного Тянь-Шаня / Под редакцией Далимова Т.Н., Ганиева И.Н. Ташкент. 2010г.

Опыт изучения монтмориллонита и глауконита в качестве основных полифункциональных компонентов для создания новых удобрений

Доценко Н.Е.¹, Рудмин М.А.¹

¹НИ ТПУ, г. Томск, nekitdoc06@gmail.com, rudminma@gmail.com

Мировое производство в сфере сельского хозяйства увеличилось вдвое за последние 50 лет (Tilman, 2002), в то время как применение азотных удобрений значительно возросло за последние несколько десятилетий, с 32 миллионов тонн в 1970 году до 111,6 миллиона тонн в 2016 году (данные IFA за ноябрь 2016 года). Широкое применение азотных удобрений приводит к загрязнению окружающей среды, включающее в себя ухудшение качества воды и атмосферы (Vitousek, 2009). Избыток питательных веществ, выделяемых традиционными удобрениями, ухудшает качество поверхностных и грунтовых вод (Ju, 2009; Xiao, 2019). 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» и «controlled-release fertilizers – CRF», соответственно (Sharma, 1979; Borges, 2015; Rudmin, 2019). Основная функция удобрений пролонгированного действия заключается в постепенной отдаче питательных компонентов растениям с необходимой скоростью для уменьшения избытка этих компонентов в почвах (Teodorescu, 2009). Создание таких удобрений основано на подборе веществ выполняющих роль «контейнера» и «заполнителя», и механизмов их совмещения/внедрения.

Состав SRF или CRF включает выбор эффективного ингибитора («замедлителя»), регулирующего высвобождение питательных веществ и синтез композитного продукта. Наиболее часто используемые ингибиторы — это полимеры, глинистые минералы и композиты синтетических и природных веществ. При этом глинистые минералы занимают особое положение, поскольку являются достаточно дешевым материалом относительно синтетических продуктов. Данное исследование направлено на создание современных удобрений на основе глинистых минералов.

Основным направлением работы является создание удобрений пролонгированного действия путем механической активации смеси глинистых минералов и мочевины в планетарных и кольцевых мельницах. Опыты по механохимической активации проводили как в планетарной мельнице, так и в кольцевой мельнице при разной продолжительности операционной работы, для оценки степени интеркаляции и формирования азотных и минеральных структур в качестве потенциального SRFs.

Механохимическая активация проводилась по следующей схеме: изначально были подготовлены сухие смеси из минерала (сметит или глауконит) и мочевины в соотношениях 2:3 (Rudmin, 2020), то есть при слабом избытке одного из компонентов для возможности оценить повторное инкапсулирование избыточным веществом (азотом). В итоге 6 смесей на основе монтмориллонита (сметита) и 6 смесей на основе глауконита были активированы в различных вариантах времени в двух мельницах. Два варианта активации было изучено. Один из них выполнялся в кольцевой мельнице (ROCKLABS Standard Ring Mill) с частотой вращения 700 об/мин и массовым соотношением порошков и мелющих тел 1:5. Три смеси сметита и мочевины (каждая весом 20 г), полученные после 30, 60 или 120 минут активации в кольцевой мельнице, обозначались как S2N3-rm30, S2N3-rm60, S2N3-rm120. Аналогичным образом, три смеси глауконита и мочевины, приготовленные после 30, 60 или 120 минут активации в кольцевой мельнице, обозначаются как G2N3-rm30, G2N3-rm60 и G2N3-rm120 соответственно. Измельчение тех же смесей проводилось отдельно в планетарной мельнице в течение 10, 20 или 30 мин для получения шести смесей (каждая весом 20 г) с использованием сметита или глауконита и мочевины, обозначенных, как S2N3-pm10, S2N3-pm20, S2N3-pm30 и G2N3-pm10, G2N3-pm20, G2N3-pm30. Активирование порошковых смесей проводили в планетарной

мельнице AGO-2 с частотой вращения 1820 об/мин и соотношением порошков к мелющим телам 1:5.

Характеристики полученных композитов изучались с помощью сканирующей электронной микроскопии с энергодисперсионным анализом (СЭМ-ЭДС), рентгенофлуоресцентный анализ (РФА), инфракрасной спектроскопии с преобразованием Фурье (ИК-Фурье, рис. 1), рентгенодифракционного анализа (РДА) и дифференциальный термический анализ (термогравиметрический анализ и дифференциальная сканирующая калориметрия, ТГ-ДСК).

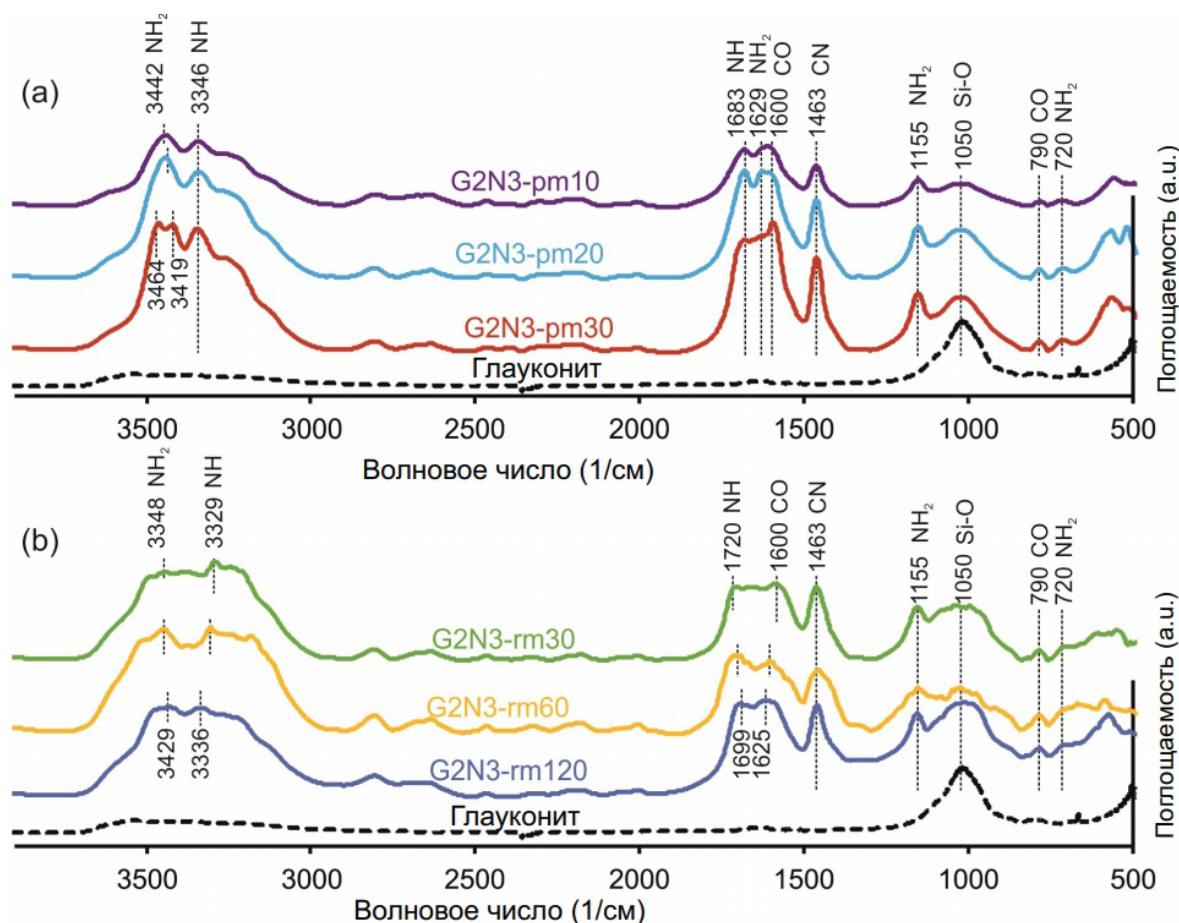


Рисунок 1. ИК-Фурье-спектры композитов смектит-мочевина (S2N3), синтезированных в планетарной (а) и кольцевой мельницах (б).

Механохимическая активация смеси мочевины и глинистого минерала приводит к образованию различных композитов, характер которых зависит от технологии помола, продолжительности операции и минералогии глин (рис. 2). Мочевина встречается в трех различных формах: интеркалированный в структуру глинистого минерала, однородное внешнее покрытие или тонкая прерывистая пленка. Степень внедрения мочевины в смектит или глауконит незначительно варьируется в зависимости от активации в планетарной или кольцевой мельнице (рис. 2).

Степень интеркаляции мочевины в смектит незначительно увеличивается с 25% до 26,4%, в связи с увеличением времени активации в кольцевой мельнице с 30 до 120 минут. По мере увеличения времени активации пленка мочевины утолщается и становится сплошной.

Степень интеркаляции мочевины в смектит увеличивается с 27% до 28,3%, в связи с увеличением времени активации в планетарной мельнице с 10 до 30 минут. Следовательно, степень интеркаляции умеренно увеличивается для той же смеси (смектит и мочевина) при использовании планетарной мельницы. Кроме того, внешнее покрытие из мочевины со временем застывает.

Степень интеркаляции мочевины в глауконит увеличивается с 24,6% до 26% при увеличении времени активации с 30 до 120 минут на кольцевой мельнице. Степень интеркаляции остается почти аналогичной, даже после смены ингибитора со смектита на глауконит.

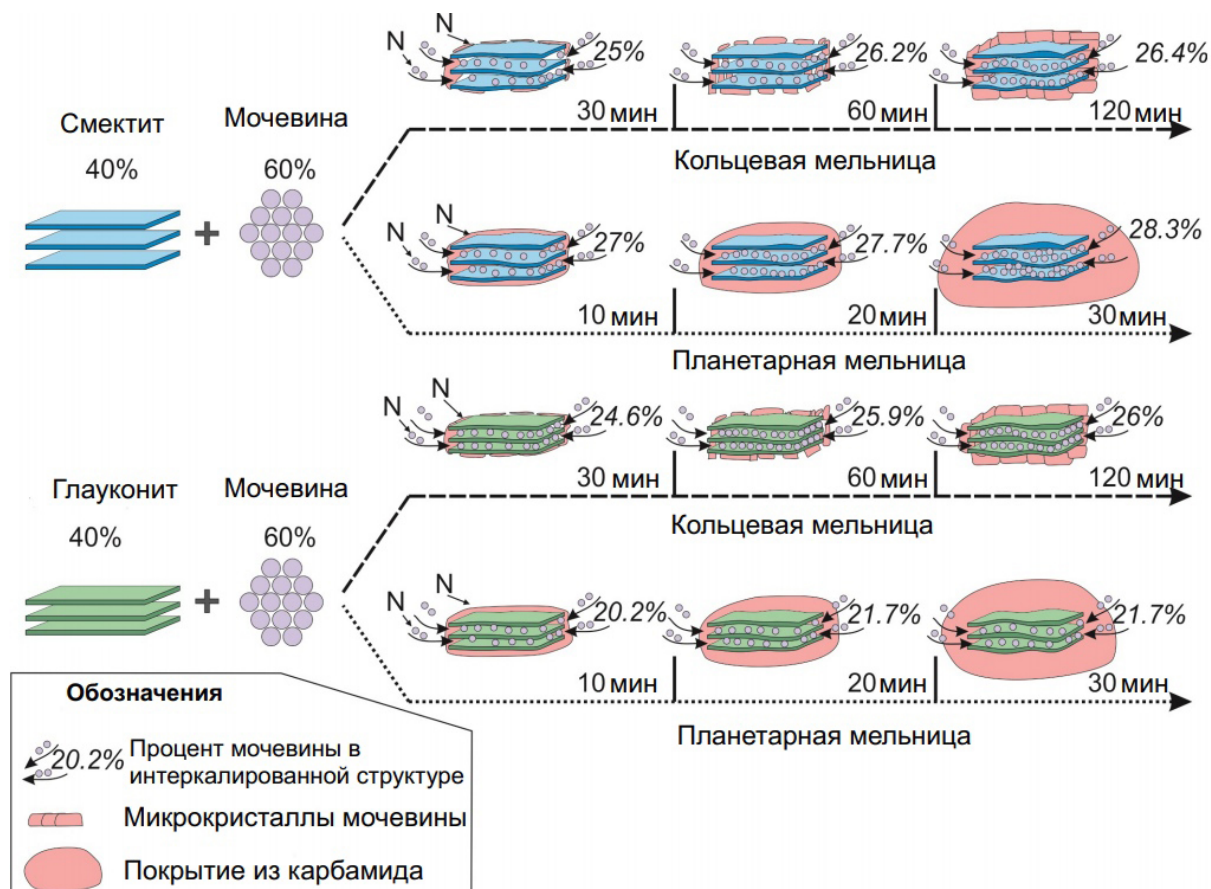


Рисунок 2. Схематическая модель синтеза композитов смектит/глауконит-мочевина (2:3), показывающая основные структурные и химические изменения при различных вариантах активации.

Проценты указывают долю интеркалированной мочевины в соответствующий глинистый минерал.

Композиты, изготовленные из смесей смектита и мочевины, демонстрируют одинаковую степень интеркаляции, активированные либо в планетарной, либо в кольцевой мельнице. Однако сплошное покрытие из мочевины возможно только при планетарной активации.

Композиты, изготовленные из смесей глауконита и мочевины, демонстрируют лучшее интеркалирование в кольцевой мельнице, чем в планетарной мельнице. Но сплошное азотистое покрытие формируется только во время планетарного измельчения.

Подводя общий итог исследований, можно сделать вывод, что изучение механохимической активации смесей смектит-мочевина и глауконит-мочевина в соотношении 2:3 позволило выявить систематическое изменение внутренней структуры минералов, интеркаляцию азота с начала активации, формирование азотного покрытия по мере увеличения времени работы мельниц (Rudmin, 2020). Приготовленные композиты представляют собой глинистый минерал с интеркалированным азотом в межслоевое пространство филлосиликата 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. 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 пролонгированной или контролируемой скоростью. Кроме того, композиты на основе

глауконита будут выделять калий, что позволяет их квалифицировать как комплексные удобрения с контролируемым высвобождением.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта Российского фонда фундаментальных исследований (РФФИ) и Департамента наук и технологий Индии (19-55-45002).

Borges R. et al. Solid-state mechanochemical activation of clay minerals and soluble phosphate mixtures to obtain slow-release fertilizers // *Clay Minerals*. 2015. Т. 50. № 02. С. 153–162.

Ju X.-T. et al. Reducing environmental risk by improving N management in intensive Chinese agricultural systems. // *Proceedings of the National Academy of Sciences of the United States of America*. 2009. Т. 106. № 9. С. 3041–6.

Rudmin M. et al. Mechanochemical Preparation of Slow Release Fertilizer Based on Glauconite–Urea Complexes // *Minerals*. 2019. Т. 9. № 507. С. 1–10.

Rudmin M. et al. Formulation of a slow-release fertilizer by mechanical activation of smectite/glauconite and urea mixtures // *Applied Clay Science*. 2020. Т. 196. С. 105775.

Sharma G.C. Controlled-release fertilizers and horticultural applications // *Scientia Horticulturae*. 1979. Т. 11. № 2. С. 107–129.

Teodorescu M. et al. Preparation and Properties of Novel Slow-Release NPK Agrochemical Formulations Based on Poly (acrylic acid) Hydrogels and Liquid Fertilizers // *Industrial & Engineering Chemistry Research*. 2009. Т. 48. № 14. С. 6527–6534.

Tilman D. et al. Agricultural sustainability and intensive production practices // *Nature*. 2002. Т. 418. № 6898. С. 671–677.

Vitousek P.M. et al. Nutrient imbalances in agricultural development // *Science*. 2009. Т. 324. № 5934. С. 1519–20.

Xiao Y. et al. Effect of bag-controlled release fertilizer on nitrogen loss, greenhouse gas emissions, and nitrogen applied amount in peach production // *Journal of Cleaner Production*. 2019. Т. 234. С. 258–274.

^{137}Cs в торфяных горизонтах верхового болота в окрестностях Северодвинского промышленного района

Зыков С.Б.,¹ Яковлев Е.Ю.,¹ Зыкова Е.Н.,¹ Дружинин С.В.¹

¹Федеральный исследовательский центр комплексного изучения Арктики им. академика Н.П. Лаврова УрО РАН, г. Архангельск abs2417@yandex.ru

Сфагновые болота характеризуются приподнятой поверхностью посередине и, как правило, приурочены к равнинной территории. Согласно современным представлениям верховое болото характеризуется как омбротрофная структура, поскольку питательные вещества поступают в него из жидких и твердых осадков. В России площадь покрытая верховыми болотами занимает более 1,4 млн км², что составляет 8 % всей площади страны (Большая российская энциклопедия, 2005). Поверхность верхового болота представляет собой комбинацию водных бассейнов и кочек, на которых преобладают мхи, лишайники, растения, способные приспособиться к низким значениям рН и малому количеству питательных веществ. Так как осадки являются единственным источником воды, заболачивание снижает уровень кислорода и окислительно-восстановительный потенциал. Это обстоятельство снижает скорость разложения органического вещества. В результате этих процессов образование торфа в верховом болоте происходит со скоростью от 0,5 до 1,14 мм в год (Зыков С.Б. и др., 2018). Верховое болото является достаточно бедной питательной средой. Только немногие сосудистые виды растений растут на поверхности болота. Наибольшее распространение на верховых болотах получили сфагновые мхи, составляющие одну из главных групп несосудистых растений, встречающихся на болотах. Что касается деревьев, то их на верховых болотах совсем немного. В основном это карликовая береза и сосна обыкновенная, высота которых зачастую не превышает 0,5–1,5 м. В последнее время все больше интереса проявляется к болотным экосистемам с точки зрения радиологических исследований. Во многих ранних исследованиях основное внимание было уделено распределению ^{137}Cs по поверхности верховых болот (Зыков С.Б. и др., 2018). Лишь немногие работы описывали распределение ^{137}Cs по узким торфяным горизонтам и пытались связать накопление этого изотопа в определенных слоях с точки зрения сорбции живыми клетками с последующим восходящим переносом его из неживой органической массы. Большое значение послужило определению радиоактивного цезия имеет и для датировки торфов по глубине в сочетании с изотопами плутония и америция (Mihalik et al, 2014). Целью исследования было определить и сравнить, как мигрирует ^{137}Cs по торфяному профилю в разных частях верхового болота в окрестностях Северодвинского промышленного района. Кроме этого, хотелось выяснить, на какой глубине находятся максимальные очаги активности и как эта активность распределена вниз по горизонтам с шагом 2 см. Определенную задачу представляла и оценка активности ^{137}Cs в основных растениях, живущих в болотной экосистеме. Пробные участки были представлены открытой площадкой типичного верхового болота и низким участком с древесной растительностью. Исследования были проведены в 2007 и 2017 гг. В этой связи было особенно интересно выявить распределение активности ^{137}Cs в болотной растительности и по почвенному горизонту и определить сорбционную способность мхов рода сфагнум удерживать радиоактивный цезий. Пробная территория представляла собой небольшое верховое болото округлой формы, расположенное в хвойном лесу в 10 км от г. Северодвинска (N: 64° 30' 02"; E: 39° 52' 10"). Болото представляет собой совокупность нескольких видов микрорельефа. В основном это открытые участки покрытые ковром из сфагновых мхов (*Sphagnum fuscum* и *Sphagnum rubellum*), и кочки с мхами и травянистой растительностью представленной в основном пушицей, розмарином, росянкой и клюквой. Другая разновидность рельефа представляет собой пониженные участки. Это относительно сухие площадки болота, где помимо вышеупомянутой растительности встречаются: сосна обыкновенная высотой до 1,5 м у подножия которой господствует морошка (*Rubus chamaemorus*), вереск (*C. aluna vulgaris*), брусника (*Vaccinium vitis-idaea*) и карликовая береза (*Betula nana*). Из каждой из этих двух

разновидностей рельефа и, соответственно, разных экосистем были отобраны пробы в 2007 г. и, повторно, в 2017 г.

Материалы и методы исследования. В 2007 г. был отобран торфяной профиль на открытом участке верхового болота пробной площади и один профиль на низком участке болота, где росли сосны. Оба профиля отбирались традиционным способом в виде почвенного разреза с описанием горизонтов. Образец для дальнейшей обработки в лаборатории вырезался в виде массивного блока размером 50 на 50 см и глубиной 60 см с последующим разделением на 3 части по глубине. В таком виде эти части транспортировались в лабораторию, высушивались при 105°C до постоянного веса и разрезались на слои по 2 см с помощью ножа. Высушенные образцы измельчались до однородной массы и передавались на измерение. В 2017 г. был проведен отбор проб на тех же участках. Образцы 2017 г. отбирались путем окапывания вокруг отбираемого блока размером 50 на 50 см и глубиной 70 см. Торфяной блок помещался в контейнер соответствующего размера и в неизменном виде транспортировался в лабораторию. В дальнейшем сушка и разделение на слои происходили по вышеупомянутой методике. Всего было приготовлено 60 проб из торфяных профилей, которые были отправлены на измерение. В 2007 г. также были отобраны мхи, с тех же участков на которых отбирались торфяные профили. Это были мхи рода сфагнум. В 2017 г. помимо проб мхов на тех же участках проводился также отбор образцов морошки, вереска брусники и карликовой березы. Растения не разделялись на морфологические части, а извлекались из почвы полностью. Растения упаковывались в полиэтиленовые пакеты, а в лаборатории тщательно очищались от посторонних фрагментов. Далее они высушивались при 105°C до постоянного веса и измельчались на мельнице до частиц менее 1 мм. В целом было отобрано и подготовлено к измерениям 12 проб растительности. Измерение активности ^{137}Cs проводилось на полупроводниковом гамма-спектрометре с погрешностью до 15 %. Кроме того, для уменьшения погрешности активность нуклида соотносилась и с общей гамма-активностью профиля. Перед измерением спектрометр тщательно калибровался несколько раз. Измерение проводилось по геометрии Маринелли с экспозицией 7200 секунд.

На рисунке 1 показаны сравнительные графики распределения активности ^{137}Cs по торфяным горизонтам на открытом участке верхового болота и на низком участке с древесной растительностью в 2007 и 2017 гг.

Сорбция цезия на обоих участках показала сходные значения активности. Средняя суммарная активность по горизонтам составляла в 2007 г. на открытом участке 28,7 Бк/кг, а на низком участке 40,9 Бк/кг. В 2017 г. картина была очень похожей и составляла соответственно на открытом участке болота 24,3 Бк/кг и 33,1 Бк/кг на участке с соснами. Если сравнивать два участка по распределению цезия по горизонтам, то будут видны некоторые отличия. На участке с древесной растительностью можно наблюдать смещение пиков активности цезия на 5–8 см вниз по профилю. В 2017 г. в том и другом профиле наблюдается также значительное уменьшение активности цезия в верхнем 0–2 см слое. Суммарная активность цезия на участке с древесной растительностью также мигрировала вниз по профилю и 50 % активности здесь сосредоточено на глубине 8–18 см, в отличие от открытого участка, где основная концентрация ^{137}Cs наблюдается в интервале 4–14 см.

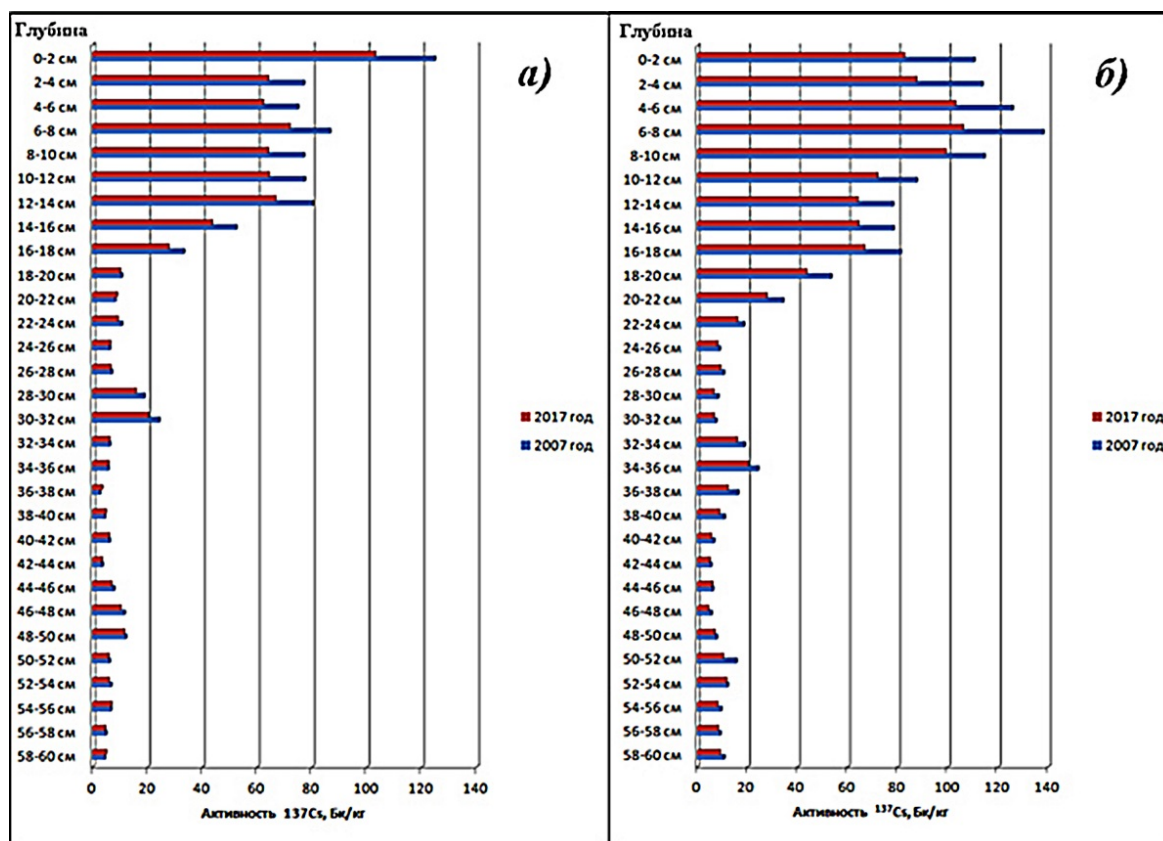


Рисунок 1. Графики распределения активности ^{137}Cs по торфяным горизонтам на открытом участке верхового болота и на низком участке с древесной растительностью в 2007 и 2017 гг.

На рисунке 1а, показано вертикальное распределение осадения ^{137}Cs на открытом участке верхового болота в 2007 и 2017 гг. Была отмечена хорошая сорбция ^{137}Cs в слоях торфяного профиля 0–2 и 6–8 см, с соответствующими значениями активности цезия с небольшими повышениями в слоях 30–32 (24,3 Бк/кг) и 48–50 см (12,2 Бк/кг). В 2017 г. активность несколько снизилась во всех слоях с той же тенденцией к понижению активности вниз по профилю. Максимальная активность наблюдалась в слое 0–2 см (104,3 Бк/кг). Также были отмечены относительно повышенные значения на глубине 32 см (19,8 Бк/кг) и 50 см (11,6 Бк/кг). Аналогичная тенденция наблюдалась на низком участке с соснами, но распределение ^{137}Cs в этих профилях немного отличалось (рисунок 1б). Наблюдался небольшой сдвиг пиков активности вниз по профилю на 5–6 см ввиду миграции цезия как химического элемента, что подтверждается также определениями нерадиогенного ^{133}Cs в этих слоях с помощью масс-спектрометрических определений. Пиковые значения активности ^{137}Cs приходятся на слои глубиной от 4 до 10 см. Здесь активность достигает значений 115,2 и 135,4 Бк/кг в 2007 и 2017 гг. соответственно. С горизонта 18–20 см активность медленно снижается и выравнивается до значений 6–20 Бк/кг, вплоть до глубины 60 см. В горизонтах 34 и 52 см наблюдаются также небольшие повышенные значения активности, приуроченные к испытаниям ядерного оружия в атмосфере и черномыльским следом, с такой же тенденцией к смещению в глубже лежащие слои. Кроме того, было проведено измерение активности в различных видах болотной растительности на открытом и низком участках. Были отобраны пробы мха, вереска, брусники и морошки. Активность ^{137}Cs в растениях существенно различается как по годам отбора, так и по участкам. Активность ^{137}Cs в мхе сфагнум на открытом участке за 10-летний период снизилась незначительно по сравнению с пониженным участком. В морошке на открытом участке наблюдается падение активности, а на пониженном участке обратная тенденция. В бруснике и в вереске в том и другом случае наблюдается снижение активности при довольно больших относительных значениях. Динамика содержания ^{137}Cs в почве зависит от физико-химических

свойств, взаимодействия с неорганическими и органическими составляющими почвы, но также от биологических взаимодействий в почвенно-растительной системе, в том числе микробной активности. В минеральных почвах глина связывает ^{137}Cs довольно эффективно, что приводит к очень медленной вертикальной миграции и низкому поглощению в большинстве изученных растений (Parry et al, 2013). В лесной подзолистой почве Архангельской области вертикальная миграция радиоактивного цезия также довольно медленна. Это обстоятельство указывает на некоторое связывание ^{137}Cs , но усвоение этого радионуклида у лесных растений может быть и довольно высоким. Это сочетание может быть объяснено поглощением и накоплением ^{137}Cs в мицелии грибов с последующей вертикальной миграцией. Верховые болота очень бедны питательными веществами по сравнению с вышеупомянутыми почвами. Содержание глины в этой экосистеме крайне низкое или отсутствует. Грибковый мицелий присутствует в очень незначительном количестве. Тем не менее, оказалось, что довольно медленная вертикальная миграция ^{137}Cs связана с сорбцией его живыми организмами, использующими цезий как суррогат калия. В верховом болоте можно выделить два основных слоя торфа: верхний слой, содержащий живые растения (0–5 см), и нижележащий слой, содержащий мертвый органический материал. Наибольшая активность ^{137}Cs в торфяных профилях была обнаружена у живых растений. Считается, что поглощение ионов ^{137}Cs мхами происходит в результате ионного обмена, образования металлоорганических комплексов и макромолекул, и цезий постоянно перемещается к растущей вершине сфагнома, где и накапливается (Rose et al, 2009). Это обстоятельство следует учитывать для определения датировки выпадения радиоактивных следов, как и то, что сфагнум имеет продолжительность жизни до нескольких сотен лет. Поглощение цезия на открытом участке болота было весьма велико, особенно у вереска, что, видимо, связано с тем, что его корни располагаются в верхнем 10 см слое торфа и сорбируют высокую концентрацию ^{137}Cs из верхних горизонтов почвы, обнаруженную в исследованиях 2018 г. на этой территории (Vinichuk et al, 2010). Морошка также показала большие значения концентрации ^{137}Cs , с тенденцией увеличения во времени. В карликовой березе, наоборот, были обнаружены очень низкие содержания радиоактивного изотопа цезия. Они варьировали в пределах от 12,6 до 8,9 Бк/кг на открытом участке верхового болота и низком участке соответственно. Это связано в первую очередь с более глубоким расположением ее корневой системы, поглощающей растворенные вещества из горизонтов с минимальной активностью ^{137}Cs .

В целом можно сказать, что суммарная активность ^{137}Cs по обеим пробным площадкам была довольно сходной, но на низком участке с сосновой растительностью наблюдался дрейф активности вниз по профилю на 6–8 см. Центр сосредоточения максимальной общей активности ^{137}Cs также получил смещение и находился ниже по сравнению с открытым участком болота. Концентрация радиоактивного цезия в растениях, отобранных на открытом участке верхового болота, была в целом выше, чем у тех, которые росли на низком участке с древесной растительностью. В период с 2007 по 2017 г. активность ^{137}Cs в основном снижалась как по торфяным горизонтам на обоих участках, так и в растениях. Лишь у морошки на низком участке активность не только не снизилась, но и возросла. Вереск, несмотря на снижение активности данного изотопа во времени, показывал весьма высокие значения на той и другой площадке. В торфяных профилях были явно отмечены пики с повышенными значениями ^{137}Cs , соответствующие испытаниям ядерного оружия в атмосфере в 1960-е гг. и следы от Чернобыльской аварии 1986 г.

Болото // Большая российская энциклопедия. Том 3. М., 2005. С. 733–736. // Том 3. М., 2005. Р. 733–736.

Зыков С.Б., Дружинин С.В., Зыкова Е.Н., Яковлев Е.Ю., Покровский О.С. Новые данные о долгоживущих техногенных и естественных радиоактивных изотопах в верхних горизонтах почвы в окрестностях Северодвинского промышленного района // Успехи современного естествознания. 2018. № 11–2. С. 328–333.

Mihalik J., Bartuskova M., Holgye Z., Jezkova T., Henych O. Fractionation of ^{137}Cs and Pu in natural peatland. // Journal of Environmental Radioactivity. 2014. Vol. 134. P. 14–20.

Parry L., Charman D., Blake W. Comparative dating of recent peat deposits using natural and anthropogenic fallout radionuclides and spheroidal Carbonaceous Particles (SCPs) at a local and landscape scale // *Quaternary Geochronology*. 2013. Vol. 15. P. 11–19.

Rose K., Vinichuk M., Johanson K.J. ^{137}Cs in a raised bog in central Sweden. // *Journal of Radioanalytical and Nuclear Chemistry*. 2009. Vol. 100. Is. 7. P. 534–539.

Vinichuk M., Johanson K.J., Rydin H., Rosen K. The distribution of Cs-137, K, Rb and Cs in plants in a sphagnum dominated peatland in eastern central Sweden // *Journal of Environmental Radioactivity*. 2010. Vol. 101. № 2. P. 170–176.

Особенности теллуридной минерализации Пионерского золоторудного месторождения (Восточный Саян)

Извекова А.Д.¹ Москвитина М.Л.², Дамдинов Б.Б.³

¹ГИН СО РАН, г. Улан Удэ, республика Бурятия, boxjer@mail.ru

²Бурятский государственный университет, г. Улан Удэ, республика Бурятия, homashca@mail.ru

³ГИН СО РАН г. Улан-Удэ, республика Бурятия, damdinov@mail.ru

Пионерское месторождение расположено на территории Окинского района, в 3,5 км на юго-восток от пос. Самарта в верховьях р. Китой на правобережье р. Самарта. От Зун-Холбинского золоторудного месторождения оно удалено на 8,5 км. Месторождение сложено породами гарганского метаморфического комплекса архейско-протерозойского возраста, на котором с тектоническим несогласием залегают породы иркутской свиты венд-кембрийского возраста (Рошкетав и др., 2000). Породы гарганского метаморфического комплекса – самые древние породы района. Их возраст оценивается в 2.9 млрд. лет (Анисимова И. В. и др., 2009). Породы представлены плагиогнейсогранитами, реже амфиболитами и мигматитами. Осадочные породы чехла слагают восточный фланг месторождения. Они представляют собой редуцированный разрез иркутской свиты состоящий из песчаников, карбонатных и кремнисто-карбонатных отложений (Федотова, Хаин, 2002).

Породы месторождения подвержены динамометаморфическим и метасоматическим изменениям. Метаморфические образования на участке представлены милонитами, и катаклазированными березитами. Метасоматические образования присутствуют в виде безезитов и лиственитов.

Рудные тела Месторождения представляют собой малосульфидные пирит-кварцевые и карбонат-пирит-кварцевые прожилки и жилы, которые находятся в зонах дробления и в зонах милонитизации и рассланцевания.

Кварц в жилах и прожилках является в целом основным минералом, присутствует в виде молочно белого кварца который внешне безрудный (1 генерация) и до серого кристаллического с который связана рудная минерализация (2 генерация). Из рудных минералов в кварцевых жилах преобладает пирит, реже встречается халькопирит, пирротин, галенит, теллуриды, самородное золото и единичные зерна блеклой руды. Также в рудных телах встречается хлорит.

Пирит встречается чаще остальных сульфидов в виде вкрапленности или прожилковидных агрегатов, образует идиоморфные зерна, часто ассоциирует с халькопиритом. Установлено что пирит присутствует в виде 2 х генераций. В пустотах и трещинах пирита 2 генерации отлагается кварц, теллуриды, золото.

Самородное золото заполняет трещинки и пустоты в кварце 2 генерации и пирите 2 генерации, так как выделилось в последнюю стадию рудообразования. Формы выделения золота в основном крючковатые, пластинчатые. Оно предположительно образуется раньше всех теллуридов, при этом ассоциируя с калаверитом, алтаитом, петцитом, теллуровисмутитом, мелонитом. Все эти теллуриды обрастают золото по краям.

Теллур считается мантийным элементом, а теллуриды являются типичными минералами эпитеpmальных и порфириновых месторождений, формирующихся преимущественно на конвергентных границах плит – активных континентальных окраинах островодужного и андийского типов, хотя могут встречаться и в орогенных месторождениях (Горячев и др., 2010; Goldfarb et al, 2001). Орогенные месторождения золота обычно не характеризуются наличием теллуридных минералов. Особенностью руд Пионерского месторождения является большое количество минералов теллуридной ассоциации, которые представлены широким набором минеральных видов, среди которых диагностированы теллуриды Bi, Au, Ag, Pb, Hg и Ni: алтаит, петцит, гессит, калаверит, мелонит, креннерит, теллуровисмутит, пильзенит, колорадоит, ракледжит, волынскит, цумоит, тетрадимит.

Теллуридные минералы выделяются по трещинкам, в пустотах и по краям зерен пирита, также в виде мелких выделений изометричной формы в кварце и кальците, часто в ассоциации с самородным золотом. Условно теллуриды можно разделить на три последовательные ассоциации (подстадии): 1) мелонит-теллуровисмутитовая, 2) калаверит-петцит-волынскитовая, 3) алтаитовая. Промышленной ценности теллуридные минералы на месторождении не представляют ввиду их небольшого содержания.

Петцит – самый распространенный минерал среди теллуридов. Он представлен зернами угловатой формы, реже округлой, которые присутствуют в виде отдельных сростаний в кварце 2 генерации, а также выполняют трещинки и интерстиции в пирите 2 генерации. Петцит пространственно приурочен к выделениям самородного золота и пирита, которые он обрастает по краям. Петцит, судя по взаимоотношениям, формировался совместно с гесситом, мелонитом, калаверитом и волынскитом. Алтаит, который обрастает округлые зерна петцита по краям, кроме того, в петците присутствуют включения колорадоита. Большинство проанализированных зерен петцита имеют состав близкий к теоретическому. Содержание серебра в петците колеблется от 40.2 до 43.32 мас %.

Алтаит – второй по распространению на месторождении минерал. Он представлен относительно крупными зернами округлой, реже неправильной формы в интерстициях и в трещинках в пирите 2, обрастает его совместно с другими минералами, но встречается и в кварце, кроме того, внутри алтаита диагностировано реликтовое зерно мусковита. Алтаит часто обрастает по краям более ранние минералы – пирит, сфалерит, петцит и самородное золото. Следовательно, алтаит является одним из наиболее поздних минералов теллуридов.

Калаверит также имеет широкое распространение на месторождении, и в небольших количествах встречается во всех изученных жилах. Наиболее часто калаверит ассоциирует с золотом, обрастая его округлые зерна по краям. В некоторых случаях присутствует в сростании с петцитом. Предположительно калаверит образовался позже золота, мелонита и теллуровисмутита, одновременно с петцитом и волынскитом. Содержание золота в калаверите варьирует от 43.07 до 56 мас %.

Мелонит встречается нечасто, но на отдельных участках отмечается повышенное его содержание. Он встречается в виде округлых, или неправильной формы зерен в интерстициях в пирите 2 генерации. Мелонит ассоциирует с золотом, петцитом, волынскитом, алтаитом. По отношению к петциту и алтаиту, мелонит более идиоморфен. Мелонит вероятно вместе с золотом и теллуровисмутитом образовался раньше других теллуридов. Составы мелонита близки к теоретическим, содержание никеля колеблется от 17.27 до 19.08 мас. %.

Гессит встречается преимущественно в ассоциации с петцитом. На месторождении он менее распространен, представлен зернами неправильной формы, присутствующими в виде включений в пирите 2 и кварце 2. Содержание серебра в гессите варьирует от 59.01 до 63.72 мас %.

Теллуровисмутит отмечен в небольших количествах во всех исследуемых жилах месторождения. Он представлен зернами неправильной формы, которые выделяются преимущественно по трещинкам в пирите 2 или в карбонат – кварцевых прожилках. Теллуровисмутит чаще всего встречается вместе с мелонитом и самородным золотом, причем обрастает выделения золота по краям. Вместе с мелонитом он, по-видимому, образовался раньше остальных теллуридов, но позже золота. Состав теллуровисмутита близок к теоретическому.

Раклиджит встречен в кальците и пирите в виде единичных округлых включений. Колорадоит отмечен в виде отдельных угловатых зерен в кварце и пирите. Цумоит диагностирован единожды в жиле «Фукситовая». Он образует округлое зерно в пирите 2 генерации, развивающееся в интерстиции последнего. Тетрадимит и пильзенит встречены в виде единичных зерен угловатых зерен.

Отложение теллуридных минералов в происходило на поздней стадии в ассоциации с кальцитом. Причем отложение минералов этой ассоциации происходило в следующем порядке: самородное золото → мелонит+теллуровисмутит → петцит+калаверит+волынскит+раклиджит+колорадоит+цумоит+пильзенит → алтаит.

Диаграмма в координатах $\log f_{\text{Te}_2}$ – $\log f_{\text{S}_2}$, полученная с использованием термодинамических данных о сульфидах и теллуридах (Affifi et al. 1988; Cabri, 1965), широко используется для оценки фугитивности Te и S, на основе анализа условий отложения минеральных ассоциаций (Palset et al. 2003; Shackleton et al. 2003; Cepedal et al, 2006; Плотинская и др., 2006). Исходя из анализа этой диаграммы можно ограничить поле устойчивости наблюдаемой в рудах Пионерского месторождения ассоциации теллуридов Au – Ag – Pb – Bi (калаверит, самородное золото, алтаит, галенит, теллуробисмутит и гессит) (рис. 1).

Выявленная последовательность отложения рудных минеральных ассоциаций позволяет выявить изменения значений фугитивности серы и теллура в ходе формирования руд. Так, на ранней стадии происходило отложение кварца и пирита без примесей других рудных минералов, что говорит об относительно высокой фугитивности серы. В дальнейшем, активность серы снижалась, о чем свидетельствует появление сульфосолей и пирротина в составе кварц-полисульфидной ассоциации. На поздней стадии отложения сульфидов не происходило, но осаждались теллуриды, что говорит о низкой активности серы и повышении активности теллура. Область фугитивности серы на поздней золото-теллуридной стадии ограничена линией равновесия пирит-пирротин, что соответствует значению $f_{\text{S}_2} \approx -17$. Тогда как активность теллура ограничивается линиями равновесия галенит-алтаит, самородный теллур-гессит, алатаит- FeTe_2 . Значения f_{Te_2} попадают в интервал -9.5 – -13.8 логарифмических единиц.

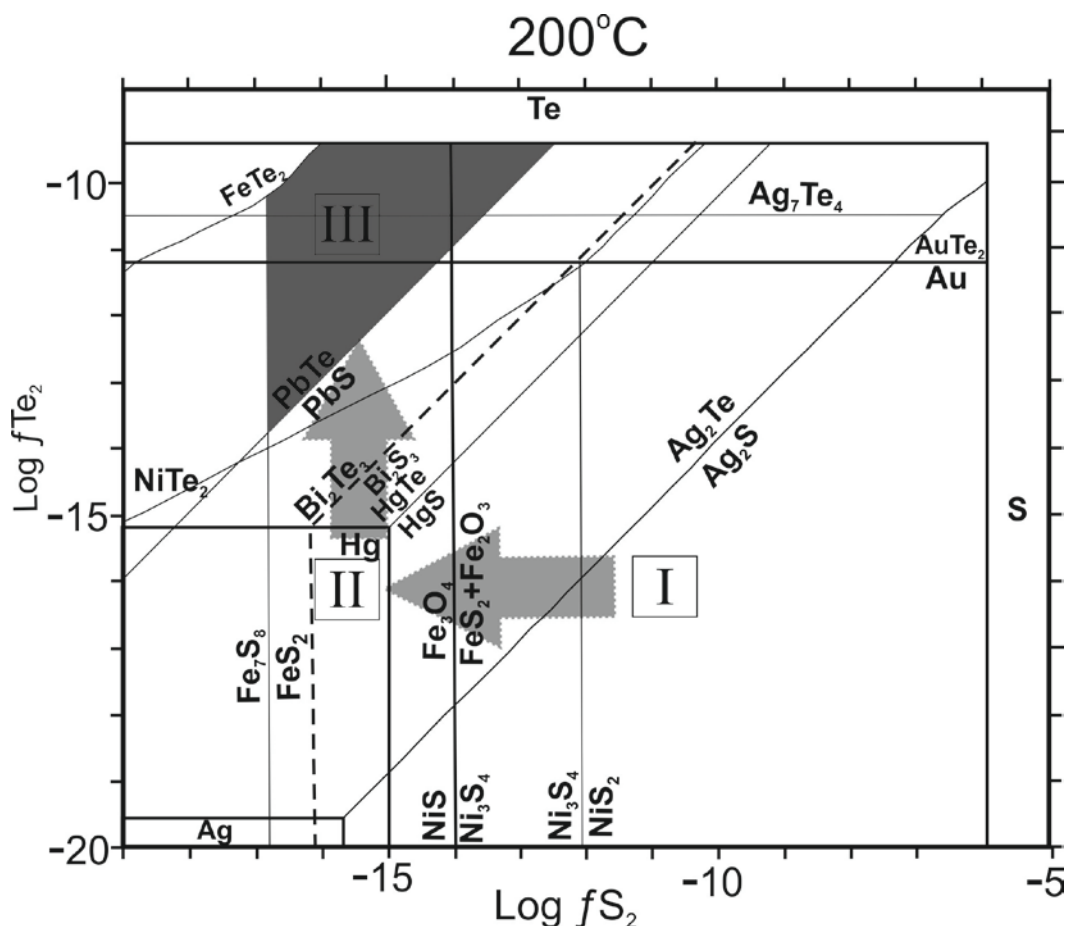


Рисунок 1. Диаграмма логарифмов фугитивности Te и S для T=200°C (Affifi et al, 1988).

Серое поле показывает область f_{Te_2} при отложении минералов теллуридной ассоциации Пионерского месторождения. Стрелками показаны тренды изменения фугитивности серы и теллура при отложении минералов разных стадий (стадии показаны римскими цифрами: I – кварц-пиритовая, II – кварц-полисульфидная, III – золото-теллуридная).

Руды Пионерского золото-кварцевого месторождения характеризуются наличием большого количества минеральных видов теллуридов: алтаит, петцит, калаверит, мелонит, креннерит, теллуробисмутит, пильзенит, колорадоит, раклиджит, штютцит, вольтинскит, цумоит.

В ходе формирования минеральных ассоциаций снижалась фугитивность серы, повышалась фугитивность теллура (от -13,8 до -9,5 f_{Te}). На ранней стадии происходило отложение кварца и пирита без примесей других рудных минералов. После активность серы снижалась, происходило образование сульфосолей и пирротина. Теллуриды образовывались на поздней стадии образования месторождения вместе с высокопробным золотом и карбонатом.

Анисимова И.В. Возраст фундамента Гарганской глыбы (Восточный Саян): результаты U-Pb геохронологических исследований // Изотопные системы и время геологических процессов. Материалы IV Российской конференции по изотопной геохронологии: ИГГД РАН. 2009. Т. 1. С. 35-36.

Горячев Н.А., Волков А.В., Сидоров А.А., Гамянин Г.Н., Савва Н. Е., Округин В. М. Au-Ag-оруденение вулканогенных поясов Северо-Востока Азии // Литосфера. 2010. №3. С. 36-50.

Рошкетаяев П.А. Золото Бурятии. Улан-Удэ: БНЦ СО РАН, 2000. 464 с.

Федотова А.А., Хаин Е.В. Тектоника юга Восточного Саяна и его положение в Урало-Монгольском поясе. Москва: Научный мир, 2002. 176 с.

Goldfarb R. J., Groves D. I., Gardoll S. Orogenic gold and geologic time: a global synthesis // Ore geology reviews. 2001. Vol.18. P. 1-75.

Lang J.R., Baker T. Intrusion-related gold systems: the present level of understanding // Mineralium Deposita. 2001. Vol. 36. P. 477-489.

Afifi A.M., Kelly W.C., Essene E.J. Phase relations among tellurides, sulfides, and oxides: I. thermochemical data and calculated equilibria // Econ Geol 1988. 83. P.377–394.

Cabri .LJ. Phase relations in the Au-Ag-Te system and their mineralogical significance // Econ Geol 1965. 60. P.1569–1606.

Plotinskaya O.Yu., Kovalenker V.A., Seltmann R., Stanley C.J. Te and Se mineralogy of the Kochbulak and Kairagach high-sulfidation epithermal gold telluride deposits (Kurama Ridge, Middle Tien-Shan, Uzbekistan) Mineralogy and Petrology. 2006, V. 87, № 3-4 pp: 187 – 207

Shackleton J.M., Spry P.G., Bateman R. Telluride mineralogy of the Golden Mile deposit, Western Australia // Can Mineralog 2003. 41. P.1503–1524.

Pals D.W., Spry P.G., Chryssoulis S () Invisible gold and tellurium in arsenic-rich pyrite from the Emperor gold deposit, Fiji: implications for gold distribution and deposition // Econ Geol 2003.98. P.479–493.

Cepedal Tellurides, selenides and Bi-mineral assemblages from the Río Narcea Gold Belt, Asturias, Spain: Genetic implications in Cu-Au and Au skarns // Mineralogy and Petrology 2006 87(3). P.277-304.

Первые сведения о возрасте золоторудного месторождения Эльгинское (Монголо-Охотский складчатый пояс)

Кадашникова А.Ю.¹, Сорокин А.А.¹, Пономарчук А.В.², Травин А.В.², Пономарчук В.А.²

¹ИГиП ДВО РАН, г. Благовещенск, akadashnikova@gmail.com

²ИГМ СО РАН, г. Новосибирск

Длительная история формирования Монголо-Охотского складчатого пояса, одной из главных структур Центральной и Восточной Азии, сопровождалась аккреционными и коллизионными процессами, а также образованием рудных месторождений, как в пределах пояса, так и его континентального обрамления. Вплоть до недавнего времени изотопно-геохронологическая изученность большинства этих рудных проявлений оставалась слабой, что существенно затрудняло корреляцию тектонических, магматических и рудообразующих процессов. И, в первую очередь, это относится к рудным объектам в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, геохронологические данные для которых имеются в весьма ограниченном объеме (Сорокин и др., 2011; Кадашникова и др., 2019а, б).

В данной работе приведены результаты исследования гидротермальных рудных метасоматитов золоторудного месторождения Эльгинское, которое находится в восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса наряду с такими золоторудными месторождениями как Маломыр, Токур, Сагур, Ворошиловское, Унгличкан, Албын и др. Оно входит в состав Харгинского рудного поля и расположено в пределах Селемджино-Кербинской структурной зоны (Агафоненко и др., 2002) или одноименного террейна аккреционного клина (Сорокин и др., 2003).

Эльгинское месторождение локализовано в поле образований, относимых к талыминской (Агафоненко и др., 2002) или златоустовской (Забродин и др., 2007; Эйриш, 2002) свите. Вмещающими породами для рудных тел Эльгинского месторождения являются полевошпат-кварцевые, серицит-кварц-полевошпатовые, кварц-серицитовые, кварц-серицит-углеродистые, мусковит-кварц-альбитовые и актинолит-эпидот-хлорит-альбитовые сланцы (Моисеенко и др., 2013).

Интрузивные породы в пределах рудного поля представлены условно позднекаменноугольными плагиогранитами златоустовского комплекса, субвулканическими трахириолитами раннемелового унериканского комплекса, дайками диоритовых порфиритов позднемеловых селитканского и баджало-дуссеалинского комплексов (Агафоненко и др., 2002).

Оруденение концентрируется в зонах дробления, катаклаза, брекчирования, затронутых окварцеванием, альбитизацией, серицитизацией, карбонатизацией. Рудные тела мощностью 0.5-15 м сложены альбит-кварцевыми метасоматитами, локализованными в толще кварц-полевошпат-сланцев (Моисеенко и др., 2013). Количество сульфидов в рудных телах до 5%, они представлены пиритом и арсенопиритом. Месторождение относится к золото-сульфидно-кварцевой формации больших глубин (Агафоненко и др., 2002).

Для установления возраста гидротермальных процессов, нами были проведены геохронологические ($^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ метод) исследования рудных метасоматитов в Институте геологии и минералогии СО РАН методом ступенчатого прогрева по методике, опубликованной в работах (Травин и др., 2009; Пономарчук и др., 1998).

Изотопное датирование проведено по мономинеральным фракциям, отбор которых производился вручную под бинокулярной лупой из фракции 0.25-0.15 мм измельченного образца. Облучение проб было проведено в кадмированном канале научного реактора ВВР-К типа в Научно-исследовательском институте ядерной физики (Томск). Градиент нейтронного потока за период облучения не превышал 0.5% в размере образца. Холостой опыт по определению ^{40}Ar (10 мин при 1200°C) не превышал 5×10^{-10} нсм³. Очистку аргона производили с помощью Ti- и ZrAl-SAES-геттеров. Изотопный состав аргона измерялся на масс-спектрометре Noble gas 5400 фирмы "Микромасс" (Англия) в Институте геологии и минералогии СО РАН (г.

Новосибирск). Для коррекции на изотопы $^{36}, ^{37}, ^{40}\text{Ar}$, полученные при облучении Ca, Cl, K, использованы следующие коэффициенты: $(^{39}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00073 \pm 0.000026$, $(^{36}\text{Ar}/^{37}\text{Ar})_{\text{Ca}} = 0.00032 \pm 0.000021$, $(^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar})_{\text{K}} = 0.0641 \pm 0.0001$. Особое внимание уделялось контролю фактора изотопной дискриминации с помощью измерения порции очищенного атмосферного аргона. Среднее значение отношения $^{40}\text{Ar}/^{36}\text{Ar}$ на период измерений составило 296.5 ± 0.5 .

Результаты проведенных исследований сводятся к следующему:

1) Возраст серицита из серицит-полевошпат-кварцевого рудного метасоматита (обр. АК-85) при расчете по плато (76% выделенного ^{39}Ar) составляет 139 ± 3 млн лет.

2) Возраст серицита из вмещающих углеродсодержащих серицит-полевошпат-кварцевых сланцев (обр. АК-124) при расчете по плато (92% выделенного ^{39}Ar) составляет 138 ± 3 млн лет.

Полученные данные свидетельствуют о том, что возраст гидротермальных рудных процессов, приведших к формированию месторождения Эльгинское, в первом приближении, может быть оценен интервалом ~ 139 -138 млн лет.

Связать рудообразующий процесс с тем или иным магматическим комплексом для данного месторождения не удастся, поскольку данные о проявлении магматизма с аналогичным возрастом в пределах рассматриваемого региона отсутствуют. Выше отмечалось, что наиболее ранние интрузивные породы в пределах Албынского рудного поля представлены условно позднекаменноугольными плагиигранитами златоустовского комплекса (Агафоненко и др., 2002). По нашим данным возраст гранитоидов этого комплекса не позднекаменноугольный, а пермский (~ 268 млн лет (Сорокин и др., 2003)), но в любом случае этот комплекс существенно более древний по отношению к оруденению. Субвулканические тела унериканского комплекса, а также дайки селитканского и баджало-дуссеалинского комплексов, которые встречаются в пределах рудного поля, имеют, наоборот, более молодой возраст (моложе 105 млн лет (Агафоненко и др., 2002; Дербекко и др., 2008 а,б)).

В тоже время следует обратить внимание на то, что возраст термального события, наложенного на вмещающие породы (АК-124) вне рудной зоны, составляет 138 ± 3 млн лет.

Это может свидетельствовать о площадном характере термального события.

Полученная оценка возраста (139-138 млн лет) близка к возрасту проявления последнего этапа (~ 140 -135 млн лет) регионального метаморфизма в пределах северного континентального обрамления восточной части Монголо-Охотского складчатого пояса, связываемого (Сальникова и др., 2006; Котов и др., 2014; Великославинский и др., 2017; Ларин и др., 2018) с заключительными этапами формирования орогенных структур Монголо-Охотского пояса. В связи с этим, мы полагаем, что в мобилизации, перераспределении рудного вещества и образовании месторождения Эльгинское ведущую роль сыграли дислокационные процессы, сопровождаемые гидротермальной деятельностью и связанные с заключительными этапами формирования орогенных структур Монголо-Охотского пояса.

Авторы выражают благодарность руководству ЗАО ГК «Петропавловск», ООО «НПГФ «Регис» за помощь в организации полевых работ и сборе материалов, а также сотрудникам лабораторий Института геологии и природопользования ДВО РАН (О.Н. Белозеровой, В.В. Глушениковой) за подготовку препаратов для геохронологических исследований.

Геохронологические исследования выполнены при поддержке Российского научного фонда (проект 18-17-00002).

Агафоненко С.Г., Сережников А.Н., Яшнов А.Л. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации масштаба 1:200 000. Издание второе. Серия Тугурская. Лист N-53-XXVI (Златоустовск) / Ред. А.В. Махинин. СПб.: ВСЕГЕИ. 2002.

Великославинский С.Д., Котов А.Б., Ковач В.П. и др. Возраст и тектоническое положение метаморфического Станового комплекса (восточная часть Центрально-Азиатского складчатого пояса) // Геотектоника. 2017. № 4. С. 3-16.

Дербекко И.М., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Первые геохронологические данные лав кислого состава Эзоп-Ямалинской вулканоплутонической зоны Хингано-Охотского вулканогенного пояса // Докл. РАН. 2008а. Т. 419. № 1. С. 95-99.

Дербекко И.М., Сорокин А.А., Сальникова Е.Б. и др. Возраст кислого вулканизма Селитканской зоны Хингано-Охотского вулканно-плутонического пояса (Дальний Восток России) // Докл. РАН. 2008b. Т. 418. № 2. С. 221–225.

Забродин В.Ю., Гурьянов В.А., Кисляков С.Г. и др. Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1: 1000000. Серия Дальневосточная. Лист N-53. Третье поколение. С-Пб.: ВСЕГЕИ; 2007.

Кадашникова А.Ю., Сорокин А.А., Пономарчук А.В. и др. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ возраст золотого оруденения месторождения Албын (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Докл. РАН. 2019a. Т. 485. № 4. С. 468–473.

Кадашникова А.Ю., Сорокин А.А., Пономарчук В.А. и др. Закономерности локализации оруденения, возраст и источники вещества золоторудного месторождения Маломыр (восточная часть Монголо-Охотского складчатого пояса) // Геология рудных месторождений. 2019b. Т. 61. № 1. С. 3–17.

Котов А.Б., Ларин А.М., Сальникова Е.Б. и др. Раннемеловые коллизионные гранитоиды древнестанового комплекса Селенгино-Станового супертеррейна Центрально-Азиатского подвижного пояса // Докл. РАН. 2014. Т. 456. № 4. С. 451–456.

Ларин А.М., Котов А.Б., Сальникова Е.Б. и др. Гранитоиды позднестанового комплекса Джугджуро-Станового супертеррейна (Центрально-Азиатский складчатый пояс): возраст, тектоническое положение и источники // Петрология. 2018. Т. 26. № 5. С. 463–485.

Моисеенко Н.В., Харитонов В.И., Сафронов П.П. Особенности самородного золота Эльгинского и Албынского рудопроявлений Харгинского рудного узла // Вестник Амурского государственного университета. Серия: естественные и экономические науки. 2013. № 63. С. 129–132.

Пономарчук В.А., Лебедев Ю.Н., Травин А.В. и др. Применение тонкой магнитно-сепарационной технологии в K–Ar, ^{40}Ar – ^{39}Ar , Rb–Sr методах датирования пород и минералов // Геология и геофизика. 1998. Т. 39. № 1. С. 55–64.

Сальникова Е.Б., Ларин А.М., Котов А.Б. и др. Токско-Алгоминский магматический комплекс Джугджуро-Становой складчатой области: возраст и геодинамическая обстановка формирования // Докл. РАН. 2006. Т. 409. № 5. С. 652–657.

Сорокин А.А., Кудряшов Н.М., Сорокин А.П. и др. Геохронология, геохимия и геодинамическая позиция палеозойских гранитоидов восточного сегмента Монголо-Охотского складчатого пояса // Докл. РАН. 2003. Т. 392. № 6. С. 807–812.

Сорокин А.А., Остапенко Н.С., Пономарчук В.А. и др. Возраст адуляра из жил золоторудного месторождения Токур (Монголо-Охотский орогенный пояс, Россия): результаты датирования $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ методом // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 297–304.

Травин А.В., Юдин Д.С., Хромых С.В. Термохронология Чернорудской гранулитовой зоны (Ольхонский регион, Западное Прибайкалье) // Геохимия. 2009. Т. 11. С. 1181–1199.

Эйриш Л.В. Металлогения золота Приамурья (Амурская область, Россия). Владивосток: Дальнаука. 2002. 194 с.

Бактериальные структуры в ооидовых железных рудах Бакчарского месторождения (Западная Сибирь)

Калинина Н.А.¹, Рудмин М.А.¹

¹ТПУ, г. Томск, ms.kn28@mail.ru

Минералообразующие процессы, преобладающие в накоплении залежей оолитовых (ооидовых) железняков в фанерозойских и докембрийских толщах, остаются дискуссионными по сей день. Железняки представляют собой хемогенные породы, состоящие преимущественно из железистых ооидов, пелоидов и реже онкоидов с содержанием валового железа более 20% (Young, 1989). Уже более 170 лет продолжаются исследования этих объектов, направленные на решение важнейших генетических вопросов об источниках вещества и механизмах концентрирования металлов (Petranek, 1997). Ооидовые железняки имеют широкое геохронологическое и географическое распространение в фанерозое. Существует несколько гипотез о механизмах образования ооидов в данных месторождениях (Chan, 2007; Harder, 1989; Kimberley, 1979; Salama, 2013; Van Houten, 1984; Кондаков, 1971): прямое осаждение, коагуляция гелей, замещение, механическая аккреция, микро–метасоматоз/процессы Лизеганга, микробиологическая аккреция и некоторые другие. Поскольку геохимические (окислительно–восстановительные) градиенты в железонасыщенных водных системах могут обеспечивать идеальную среду обитания для железо-окисляющих бактерий (Emerson, 1994;), гипотеза микробиологической аккреции требует детального рассмотрения.

Процессы минерализации в микробных матах, называемые органоминерализацией, сложны, поскольку отражают взаимоотношение между внутренними (микробные сообщества и микробный метаболизм) и внешними (физико–химические процессы) факторами (Konhauser, 2007). В этой работе изучаются следы деятельности микроорганизмов, участвующих в формировании ооидовых железняков среди верхнемеловых и палеоценовых толщ Западной Сибири.

Материалом для исследований послужили образцы керна скважин (более 125 образцов). Аналитические работы включали комплекс методов: оптическая микроскопия и петрографический анализ, сканирующая электронная микроскопия (СЭМ) с локальным энергодисперсионным анализом (ЭДС), рентгенодифракционный анализ (РДА), Раман–спектрокопия, просвечивающая электронная микроскопия (ПЭМ).

Месторождения ооидовых железняков широко распространены в прибрежно-морских осадочных толщах верхнего мела и палеогена Западной Сибири (Белоус, 1964). Морские железорудные месторождения локализуются в виде полосы вдоль восточного и юго-восточного обрамления Западно-Сибирской плиты протяженностью 2000 км и шириной 150 км, называемые Западно-Сибирским бассейном. Крупнейшими месторождениями в пределах бассейна выступают Бакчарское и Колпашевское.

Бакчарское месторождение – наиболее известный рудный объект на территории Томской области, имеющий ресурсы железа более 25 млрд. тонн, что позволяет отнести его к категории уникальных по уровню запасов. Месторождение расположено в северной части куполообразной мезозойской структуры, известной как Бакчарское тектоническое поднятие (Белоус, 1964). Высокожелезистые отложения (с долей валового железа более 20%) мощностью около 80 м накапливались в течение более 40 млн лет от турона до эоцена. Осадочная толща Бакчарского месторождения состоит из верхнемеловых (ипатовская, славгородская, ганькинская свита) и палеогеновых (люлинворская свита) пород, вмещающих три основных рудных горизонта. Свиты сложены песчаниками, алевролитами, глинами, с глауконитом, линзами гравелитов и горизонтами ооидовых железняков (Рудмин, 2019).

В рудах и породах Бакчарского месторождения железо концентрируется в различных хемогенных форменных элементах или цементе. Форменные элементы представлены сфероидами: ооидами, пелоидами, онкоидами и пизоидами.

Ооиды имеют ритмично-зональное внутреннее строение, выраженное в чередовании кольцевых зон с преобладанием бертьерина или гётита. Однако это не мономинеральные зоны, а концентры с преобладанием одного из минералов. Размер ооидов не превышает 0.5 мм в диаметре. Визуально они отличаются блестящей и гладкой поверхностью.

Пелоиды характеризуются однородной внутренней структурой в виде сплошной массы гётита и бертьерина, с преобладанием последнего. Размер пелоидов не превышает 1 мм. Внешняя форма может быть сферическая, эллипсоидная или лопастная, которая напоминает форму глауконитовых зёрен.

Онкоиды представляют собой сферические, эллипсоидные, глобулярные внешние формы размером менее 2 мм. Внутренняя структура онкоидов имеет очертания биологических остатков и тканей в зависимости от субстрата, по которому они формировались. Минеральный состав онкоидов соответствует той же ассоциации бертьерина и гётита (с гидрогетитом) при преобладании одного из них. В онкоидах фиксируются следы липидов и углеводов на основе соответствующих пиков Раман-спектров, а также нитевидные бактериальные формы на СЭМ и ПЭМ снимках.

На рис. 1 представлены диаграммы отношения основных оксидов (в вес.%) и их корреляционные связи в железистых сфероидах. Положительные тренды характерны для отношений: $Fe_2O_3(общ)/P_2O_5$, SiO_2/Al_2O_3 и Al_2O_3/MgO .

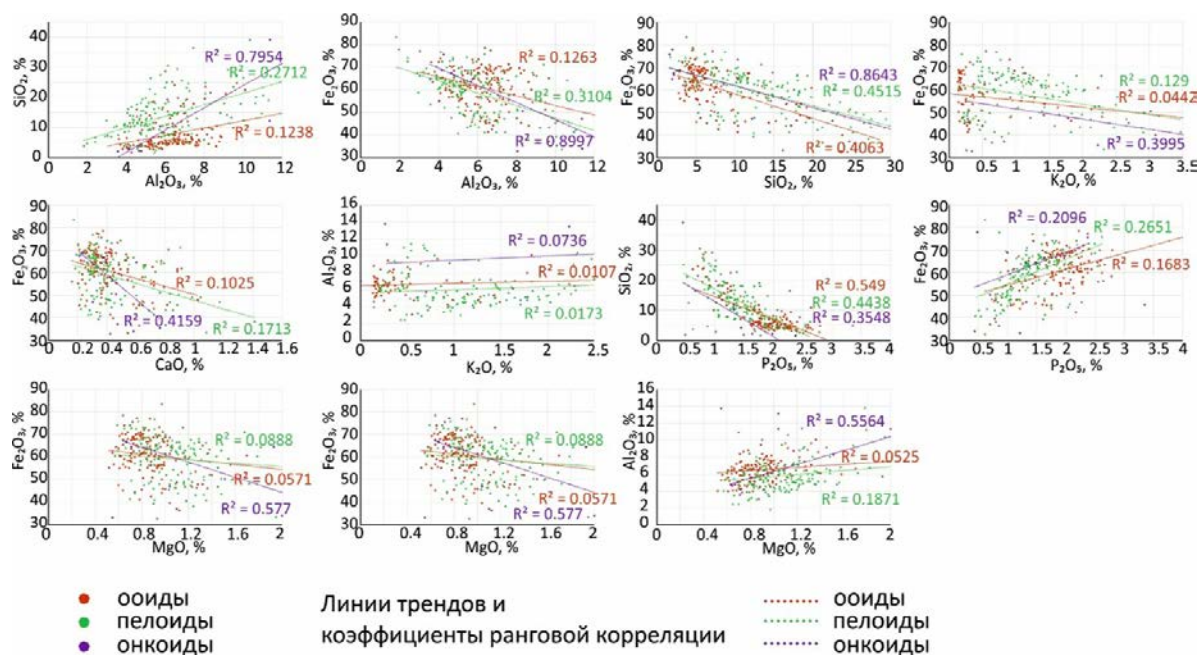


Рисунок 1. Диаграммы отношения основных оксидов, их линии трендов и ранговые коэффициенты корреляции для железистых сфероидов Бакчарского месторождения.

В ооидовых железняках Западной Сибири были найдены различные следы биологической деятельности (рис. 2): фрагменты тканей водорослей, микростроматолиты, микронные филаменты и следы бактериальных матов. Процессы органоминерализации приводили к образованию железистых минералов, главным образом, в виде ассоциации бертьерин и гидрогетит в онкоидах и микростроматолитах. Подобный биохимический механизм связан с деятельностью железо-редуцирующих бактерий.

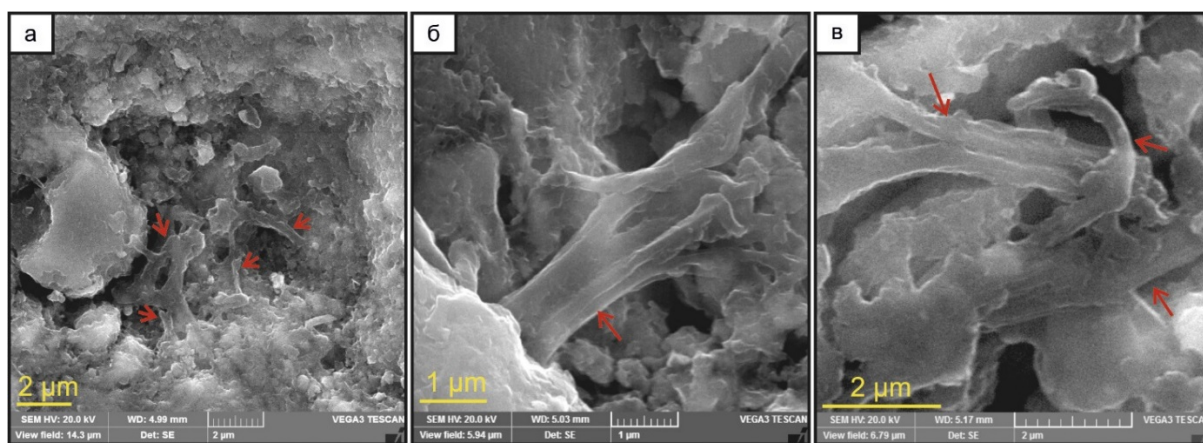


Рисунок 2. Минерализация органических фрагментов различными минералами.

Преобладающая часть ооидов в железняках не была подвержена процессам вторичного преобразования (Rudmin, 2019) в той же степени, что и вмещающий материал. В основном, изменения минерального состава на уровне ооидов происходили в зонах микроразрывов/трещин по которым развивается гетит. Это указывает на наличие геохимического микробарьера на границе микроконкреций и цементирующего (связывающего) материала, что зачастую характерно для биогенных образований, покрытых химически устойчивыми полимерами.

Слегка наклонные, тангенциально врезанные микроканалы, заполненные железистыми минералами с высоким содержанием фосфора относительно матрицы, образовывались при выходе газа в результате разложения органического вещества (Lazăr, 2013). Повышенная доля фосфора в микроканалах указывает на его биогенную природу. Локальное формирование вивианита (Rudmin, 2019) связано с микробиальной редукцией Fe^{3+} в Fe^{2+} при взаимодействии микроорганизмов с железистым смектитом. Кристаллизация вивианита в железняках Бакчарского месторождения связана микробиальным взаимодействием на бертьерин или шамозит.

В железняках Бакчарского месторождения на микроуровне (СЭМ снимки) часто фиксируется минерализация органических остатков сидеритом и/или пиритом, реже грейгитом и пирротинном (Рудмин, 2018). Вероятней всего это было связано с деятельностью анаэробных микроорганизмов. Ассоциация сидерита и пирита на органике свидетельствует о сообществе метанотрофных архей и сульфат-редуцирующих бактерий. Продуцентами грейгита, вероятно, могли выступать магнетотактические бактерии. Редкая микробиальная минерализация отмечается на сульфидах в виде скопления нитевидных и сферических тел случайно ориентированных колоний. Это указывает на участие бактериальных процессов при формировании пирита и редких сульфидных форм.

Бактериальные нитевидные формы, обнаруженные в онкоидах на ПЭМ снимках, могут быть идентифицированы как цианофаги (вероятно, семейство *Myoviridae*) как часть деятельности цианобактерий.

В подошве ипатовской свиты на границе коньяк-сантона отмечается широкое распространение микростроматолитов. Их развитие в позднем коньяке должно обеспечиваться повышенной температурой морской воды относительно её нормального состояния. Такие условия в пределах Бакчарского месторождения могли создаваться за счёт эмиссии термальных металлоносных растворов через морское дно (Rudmin, 2019).

Эти наблюдения указывают на важность оценки степени влияния микроорганизмов при осаждении месторождений морских железных руд. Ооидовые железняки – наиболее близкие фанерозойские аналоги докембрийских железняков. Если микроорганизмы сыграли ключевую роль для концентрирования железа на дне фанерозойских морей, то это может служить одним из факторов зарождения жизни на Земле. С другой стороны, эти результаты следует учитывать при исследовании железистых образований с внеземных грунтов для поиска палеоследов жизнедеятельности микроорганизмов на других планетах.

В ооидовых железняках Западной Сибири имеется широкий спектр различных следов биологической деятельности от терригенных фрагментов тканей водорослей и микростроматолитов до микронных нитевидных форм и следов бактериальных матов. Микробиологические процессы связаны со следующими минеральными фазами: бертьерин и гидрогегит, пирит, сидерит, грейгит, пирротин, вюрцит, барит, сульфид As-Ni-Co-Fe и, вероятно, аутигенным монацитом. В основном органоминерализация по органическим тканям проявлена в образовании сидерита, пирита и реже грейгита или пирротина. Гидрогегит с высоким содержанием фосфора и бертьерин в составе онкоидов и микростроматолитов формировался за счёт активности железоредуцирующих бактерий. Бактериальные нитевидные формы, обнаруженные в онкоидах на ПЭМ снимках, имеют морфологические схожести с цианофагами, которые являются термофилами. Эти следы указывают на активности горячих гидротерм подобных «холодным» просачиваниям в условиях накопления месторождений ооидовых железняков.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ и администрации Томской области (19-45-703002).

Chan M.A. и др. Models of iron oxide concretion formation: field, numerical, and laboratory comparisons // *Geofluids*. 2007. V. 7. № 3. P. 356–368.

Emerson D., Revsbech N.P. Investigation of an Iron-Oxidizing Microbial Mat Community Located near Aarhus, Denmark: Field Studies // *Applied and environmental microbiology*. 1994. V. 60. № 11. P. 22–31.

Harder H. Mineral genesis in ironstones: a model based upon laboratory experiments and petrographic observations // *Geological Society Special Publications*. 1989. T. 46. № 1. С. 9–18.

Kimberley M.M. Origin of Oolitic Iron Formations // *SEPM Journal of Sedimentary Research*. 1979. Vol. 49. № 1. P. 111–131.

Konhauser K. Introduction to geomicrobiology. / Blackwell Pub, 2007. 425 с.

Petranek J., Houten F.B. Van. Phanerozoic Ooidal Ironstones // *Czech Geological Survey Special Papers*. 1997. V. 7. P. 4–71.

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*. Elsevier, 2019. Vol. 100. P. 309–325.

Lazăr I., Grădinaru M., Petrescu L. Ferruginous microstromatolites related to Middle Jurassic condensed sequences and hardgrounds (Bucegi Mountains, Southern Carpathians, Romania) // *Facies*. Springer, 2013. Vol. 59, № 2. P. 359–390.

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.

Houten F.B. Van, Purucker M.E. Glauconitic peloids and chamositic ooids - favorable factors, constraints, and problems // *Earth Science Reviews*. 1984. V. 20. № 3. P. 211–243.

Young T.P. Phanerozoic ironstones: an introduction and review // *Phanerozoic ironstones*. Geological Special Publications No. 46 (ed. Young T.P., Taylor W.E.G.). P. 19-25.

Белоус Н.Х. и др. Западно-Сибирский железорудный бассейн. Новосибирск: СО РАН СССР. 1964. 448 с.

Кондаков А.Н. Некоторые фациальные и геохимические особенности формирования железорудной толщи Бакcharского месторождения // *Известия Томского политехнического института*. 1971. Т. 177. С. 49–59.

Рудмин М.А. и др. Условия формирования пирротина и грейгита в породах Бакcharского месторождения, Западная Сибирь // *Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов*. 2017. Т. 328. № 4. С. 94–107.

Мегакристы из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Архангельская провинция, Россия): взаимосвязь с мантийным метасоматозом и формированием кимберлитовых расплавов

Каргин А.В.¹

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, kargin@igem.ru

Кимберлиты трубки им. В. Гриба, расположенные на севере Восточно-Европейской платформы в пределах Архангельской алмазоносной провинции, Россия, содержат большое количество минералов мегакристной ассоциации и их обломки. Мегакристы – крупные кристаллы различных минералов, размером более 1 см (Mitchell, 1995). С генетической точки зрения, происхождение мегакристов нередко связывают с начальными или подготовительными этапами образования кимберлитовых магм (например, Bussweiler et al., 2018). В контексте прогнозно-поисковой геологии эти минералы принято выделять как индикаторные минералы кимберлитового магматизма, а особенности их состава использовать для оценки промышленного потенциала кимберлитов.

Среди кимберлитов трубки им. В. Гриба широкое распространение среди мегакристов получили гранат, клинопироксен, флогопит, ильменит, оливин, а также сростки клинопироксен флогопитового состава, которые формируют собственный тип мантийных ксенолитов (Kargin et al., 2017a). В настоящей работе приводятся результаты изучения состава граната, клинопироксена, флогопита и ильменита, а также их сравнения с составами этих минералов из ксенолитов мантийных перидотитов. Составы минералов были определены (1) в Лаборатории анализа минерального вещества Института геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии РАН (Москва) на электронно-зондовом микроанализаторе JXA-8200 фирмы Jeol, оснащенный пятью волновыми и одним энерго-дисперсионным спектрометрами; (2) содержание микроэлементов в гранате и клинопироксене измерялись методом вторично-ионной масс-спектрометрии (SIMS) в Институте микроэлектроники РАН (г. Ярославль) в тех же кристаллах, которые были проанализированы электронным зондом; (3) содержание микроэлементов в ильменитах определялось методом масс-спектрометрии с ионизацией вещества в индуктивно-связанной плазме и лазерным испарением проб (LA-ICP-MS) в Институте проблем технологии микроэлектроники и особо чистых материалов РАН (Москва) на масс-спектрометре XSeries II (Thermo Scientific, США) с приставкой для лазерной абляции UP266 MACRO (New Wave Research, США).

Мегакристы из кимберлитов трубки им. В. Гриба имеют как правило округлую, вытянутую форму и размеры до 2-3 мм и часто образуют ядра в ювенильных пирокластах. В большинстве случаев, мегакристы граната обладают интенсивной фрагментацией и часто содержат моно- и полиминеральные включения различного состава (Lebedeva et al., 2020). Крупные мегакристы ильменита могут содержать небольшие (менее 0.5 мм) округлые включения серпентина, представленные фрагментами мантийных пород перидотитового состава. Мегакристы разбиты многочисленными вторичными прожилками, выполненными карбонатами, серпентином и шпинелью.

Мегакристы граната представлены пиропами ($\text{Py}_{0.71-0.77} \text{Alm}_{0.13-0.16} \text{Grs}_{0.03-0.11} \text{Adr}_{0.01-0.08}$) с высоким содержанием TiO_2 (0.52-1.36 мас. %) и концентрациями Cr_2O_3 (1.73-3.82 мас. %), CaO (3.18-5.60 мас. %) при магнезиальности $\text{Mg}\#$ от 0.78 до 0.83. Спектры распределения REE демонстрируют обогащение тяжелыми REE (примерно в 6-10 раз относительно значений хондрита C1) на фоне обеднения легкими REE. Мегакристы также обогащены Nb, Ta, Zr, Hf, Ti относительно REE. Условия формирования мегакристов высоко-Ti гранатов были оценены как 5.5 ГПа и $1150 \text{ }^\circ\text{C} \pm 30$ (Lebedeva et al., 2020).

Мегакристы клинопироксена представлены хром-диопсидом с широкой вариацией по содержанию Cr_2O_3 (0.85-2.96 мас. %). С уменьшением $\text{Mg}\#$ от 0.936 до 0.914 происходит увеличение концентраций Al_2O_3 (0.87-2.16 мас. %), Na_2O (1.51-2.27 мас. %) и TiO_2 (0.12-0.25

мас. %), а также уменьшение значений $Cr\# = Cr/(Mg+Cr)$ (0.64-0.21) и $Ca\# = Ca/(Ca+Mg)$ (0.49-0.47). Состав отдельных зерен достаточно гомогенный. В более поздних каймах и по трещинам в клинопироксенах происходит увеличение концентраций TiO_2 (до 0.54 мас. %) на фоне уменьшения $Mg\#$ (0.907-0.918). Мегакристы клинопироксена обладают умеренно фракционированным распределением PЗЭ с плоским спектром в области легких (La-Sm) PЗЭ, при значениях $(La/Yb)_n=3.60-11.09$ и $(La/Sm)_n=0.58-1.37$. Спектры распределения редких элементов демонстрируют отрицательные аномалии Nb, Ta, Ti, Zr и Hf относительно PЗЭ.

Мегакристы флогопита представлены пластинчатыми, с округленными краями монокристаллами коричневого с бронзовым оттенком цвета, достигающими размеров в несколько см. Для них не характерна зональность, и они очень однородны по составу. Так же среди кимберлитов трубки им. В. Гриба широко распространены более мелкие фрагменты флогопита, размером более 0.2 мм, которые представлены чешуйками угловато-вытянутой либо изометрично-округленной, овальной формы. В некоторых случаях, мегакристы имеют тонкую четкую краевую зону, образованную при взаимодействии флогопита и кимберлитового расплава. Состав флогопита характеризуется низкими концентрациями TiO_2 (0.44 – 0.70 мас. %) и Cr_2O_3 (0.33 – 0.62 мас. %) при значениях $Mg\#$ величины в пределах 0.92 – 0.94. Краевые зоны флогопитов обладают высокими концентрациями TiO_2 (2.37 – 3.16 мас. %) и Cr_2O_3 (0.92 – 2.17 мас. %) при более низких значениях магнезиальности $Mg\#$ (0.91 – 0.92), чем внутренние зоны. Состав мегакристов флогопита и клинопироксена перекрывается с составом этих минералов из ксенолитов клинопироксен-флогопитового состава (Kargin et al., 2017a), что указывает на совместное формирование мегакристов этих минералов. Рассчитанные для высоко-Cr мегакристов клинопироксена и клинопироксена из клинопироксен-флогопитовых ксенолитов P-T параметры также показывают широкую вариацию в пределах 3.6-4.7 ГПа и 764-922°C соответственно (Kargin et al., 2017a).

Мегакристы ильменита и их обломки представлены пикроильменитом, с содержанием MgO более 10 мас. % (13-15 мас. %) и вариацией Cr_2O_3 в них от 1.3 до 3.2 мас. %. Концентрации MnO и Al_2O_3 не имеют корреляционных связей с содержанием MgO и редко превышают 0.3 и 0.8 мас. % соответственно. Концентрации редких элементов, таких как Nb, Ta, Zr, Ni, Zn, V, широко варьируют в изученных ильменитах и коррелируют с содержанием MgO : при понижении MgO концентрации Nb, Ta, Zr, Zn, V увеличиваются, тогда как концентрация Ni – уменьшается.

Изучение состава мегакристов клинопироксена и флогопита из кимберлитов трубки им. В. Гриба с одной стороны показывает их близость к составу высоко-Cr мегакристов из различных кимберлитовых проявлений, а с другой стороны на близость к составу клинопироксена из некоторых ксенолитов гранатовых лерцолитов и ксенолитов клинопироксен-флогопитового состава. Флогопитовые мегакристы имеют состав, аналогичный "первичным" флогопитам из перидотитовых ксенолитов различных кимберлитовых проявлений Мира (Carswell, 1973), а также флогопиту из ксенолитов клинопироксен-флогопитового состава (Kargin et al., 2017a). Мегакристы ильменита аналогичны ильменитам из безгранатовых перидотитовых ксенолитов из кимберлитов трубки им. В. Гриба (Каргин и др., 2020). Аналогичные по составу высоко-Ti мегакристам гранаты реже встречаются в перидотитовых ксенолитов, чем низко-Ti разновидности (Kargin et al., 2016). Высоко-Ti мегакристы граната наиболее близки по своему составу к новообразованному гранату из ксенолитов деформированных лерцолитов (Kargin et al., 2017b), а содержащиеся в этих ксенолитах клинопироксены – к клинопироксенам из низко-Cr мегакристов. В целом, сходство состава минералов деформированных перидотитов с низко-Cr мегакристами отмечается для ксенолитов из кимберлитов других проявлений (Костровицкий и др., 2013).

Наблюдаемое сходство состава мегакристов и минералов из перидотитовых и других ксенолитов позволяют предположить, что мегакристы являются дезинтегрированными фрагментами крупнозернистых разновидностей этих пород, либо формирование мегакристов и преобразование мантийных перидотитов происходило в близких условиях, в ходе единого петрологического процесса. Последнее согласуется с моделью Bussweiler et al. (2018), согласно которой формирование мегакристов происходит при просачивании кимберлитовых расплавов

через деплетированную литосферную мантию, а на удалении от основного канала кимберлитовых расплавов происходит обогащение деплетированных перидотитов с формированием граната и клинопироксена.

Полученные результаты показывают, что мегакристы, как и аналогичные минералы из мантийных ксенолитов, могут быть разделены не только на группы по содержанию Cr (высоко- и низко-Cr), как это принято для минералов мегакристной ассоциации (Moore, Belousova, 2005), но и на высоко-Ti низко-Mg# и низко-Ti высоко-Mg# группы. В таком случае, формирование ильменитовых прожилков в мантийных перидотитах может указывать на процессы отделения Fe-Ti жидкостей (или расплавов, обогащенных этими элементами) от исходного метасоматического агента (Giuliani et al., 2014; Соловьева и др., 2019), что приводит к разделению минералов на низко- и высоко-Ti группы.

Модельные составы равновесных мегакристам граната и клинопироксена расплавов, рассчитанные при использовании коэффициентов из работы (Burgess, Harte, 2004), близки к составу ювенильных пирокластов из кимберлитов трубки им. В. Гриба и к оценочным составам первичных кимберлитовых расплавов, на примере кимберлитов трубки Джерико, Канада (Price et al., 2000) и в меньшей степени с оценками для кимберлитов группы I из Южной Африки (Becker, Roex Le, 2006).

Полученные данные позволяют рассмотреть формирование изученных мегакристов граната, клинопироксена, флогопита и ильменита в контексте единого эпизода эволюции кимберлитобразующей системы и ее взаимодействия с окружающей литосферной мантией.

Исследования поддержаны грантом Президента Российской Федерации для государственной поддержки молодых российских ученых МК-57.2019.5.

Каргин А.В., Носова А.А., Сазонова Л.В. и др. Состав ильменита как индикатор условий формирования промышленно-алмазоносных и безрудных кимберлитов Архангельской алмазоносной провинции // Петрология. 2020. Т. 28. № 4. С. 341–369.

Костровицкий С.И., Соловьева Л.В., Яковлев Д.А. и др. Кимберлиты И Мегакристная Ассоциация Минералов, Изотопно-Геохимические Исследования // Петрология. 2013. Т. 21. № 2. С. 143–162.

Соловьева Л.В., Костровицкий С.И., Калашникова Т.В. и др. Природа флогопит-ильменитовых и ильменитовых парагенезисов в мантийных ксенолитах из трубки Удачная // Доклады Академии наук. 2019. Т. 486. № 2. С. 223–227.

Giuliani A., Phillips D., Kamenetsky V.S., et al. Petrogenesis of mantle polymict breccias: Insights into mantle processes coeval with kimberlite magmatism // J. Petrol. 2014. V. 55. № 4. P. 831–858.

Becker M., Roex A.P. Le. Geochemistry of South African On- and Off-craton, Group I and Group II Kimberlites: Petrogenesis and Source Region Evolution // J. Petrol. 2006. V. 47. № 4. P. 673–703.

Burgess S.R., Harte B. Tracing lithosphere evolution through the analysis of heterogeneous G9-G10 garnets in peridotite xenoliths, II: REE chemistry // J. Petrol. 2004. V. 45. № 3. P. 609–633.

Bussweiler Y., Pearson D.G., Stachel T., et al. Cr-rich megacrysts of clinopyroxene and garnet from Lac de Gras kimberlites, Slave Craton, Canada – implications for the origin of clinopyroxene and garnet in cratonic lherzolites // Mineral. Petrol. 2018. V. 112. № S2. P. 583–596.

Carswell D.A. Primary and secondary phlogopites and clinopyroxenes in garnet lherzolite xenoliths // International Conference on Kimberlites (Extended Abstracts) / под ред. A.J. Ahrean, L.H., Duncan, A.R., Erlank. Cape Town, South Africa: Pergamon Press, Oxford, 1973. P. 417–429.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., et al. Composition of garnet and clinopyroxene in peridotite xenoliths from the Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk diamond province, Russia: Evidence for mantle metasomatism associated with kimberlite melts // Lithos. 2016. V. 262. P. 442–455.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., et al. Cr-rich clinopyroxene megacrysts from the Grib kimberlite, Arkhangelsk province, Russia: Relation to clinopyroxene–phlogopite xenoliths and evidence for mantle metasomatism by kimberlite melts // Lithos. 2017a. V. 292–293. P. 34–48.

Kargin A.V., Sazonova L.V., Nosova A.A., et al. Sheared peridotite xenolith from the V. Grib kimberlite pipe, Arkhangelsk Diamond Province, Russia: Texture, composition, and origin // Geosci. Front. 2017b. V. 8. № 4. P. 653–669.

Lebedeva N.M., Nosova A.A., Kargin A.V., et al. Evolution of kimberlite melt as inferred from inclusions in garnet megacrysts in the Grib kimberlite (Arkhangelsk Region, Russia) // Mineral. Petrol. 2020.

Mitchell R.H. Kimberlites, Orangeites, and Related Rocks. Boston, MA: Springer US, 1995. 410 c.

Moore A., Belousova E. Crystallization of Cr-poor and Cr-rich megacryst suites from the host kimberlite magma: Implications for mantle structure and the generation of kimberlite magmas // *Contrib. to Mineral. Petrol.* 2005. V. 149. № 4. P. 462–481.

Price S.E., Russell J.K., Kopylova M.G. Primitive Magma From the Jericho Pipe, N.W.T., Canada: Constraints on Primary Kimberlite Melt Chemistry // *J. Petrol.* 2000. V. 41. № 6. P. 789–808.

Первые результаты комплексного изотопно-геохимического исследования циркона из Туганского циркон-ильменитового месторождения (Томская область) методом LA-Q-ICP-MS

Корнева А.П.¹, Агашева Е.А.¹, Семиряков А.С.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, korsanya93@mail.ru

Туганское циркон-ильменитовое месторождение расположено в Томском районе Томской области южнее с. Александровка. Оно приурочено к сочленению Колывань-Томской складчатой зоны с осадочным чехлом Западно-Сибирской геосинеклизы и представляет собой прибрежно-морскую россыпь, перекрытую меловыми и кайнозойскими рыхлыми отложениями, с обилием источников сноса, которые могут иметь различный возраст.

Для исследования источников сноса детритовых цирконов было осуществлено U/Pb изотопное датирование на базе лаборатории геохронологии и геодинамики геолого-географического факультета НИ ТГУ. Оборудование включает в себя систему лазерной абляции Analyte Excite (Teledyne Photon Machines) с эксимерным (ArF) лазером с длиной волны 193 нм и квадрупольный масс-спектрометр с индуктивно связанной плазмой Agilent 7900 (Agilent Technologies). Диаметр лазерного пучка, используемого для анализа детритовых цирконов, варьировался от 25 до 50 мкм в зависимости от размеров и зональности зёрен. Средняя частота лазерных импульсов – 8 Гц, плотность потока энергии в среднем составляла ≈ 4 Дж/см². За основу была взята методика проведения анализа, описанная в работе американских геологов (Cottle et al., 2015).

Комплекс пробоподготовительных работ включал в себя следующие стадии:

1. Механическое измельчение образца;
2. Гранулометрическое разделение на фракции (0,25-0,1 мм и менее 0,1 мм);
3. Гравитационное обогащение на концентрационном столе и с применением тяжелой жидкости ГПС-В;
4. Магнитная и электромагнитная сепарация;
5. Выделение монофракции циркона из концентрата тяжелой немагнитной фракции;
6. Имплантация зерен циркона в оксидную шашку (изготовление полуфабриката аналитического препарата);
7. Получение изображений зерен циркона в режиме катодолюминесценции (CL) и обратно отраженных электронов (BSE) на растровом электронном микроскопе VEGA II LMU (Tescan) для выбора и контроля участка аналитических исследований.

Так как источник сноса Туганского месторождения довольно обширен, ожидаемый возраст цирконов мог находиться в пределах от мела до среднего протерозоя. Этим обусловлен выбор разновозрастных стандартов цирконов: Plesovice (≈ 337 млн. лет), Temora II (≈ 417 млн. лет), GJ-1 (≈ 609 млн. лет), 91500 (≈ 1062 млн. лет), FC-1 (≈ 1099 млн. лет).

Первичная обработка результатов проведена с использованием специализированного программного обеспечения Igor Pro с надстройкой Iolite, делающей возможным вычисление изотопных отношений $^{206}\text{Pb}/^{238}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{235}\text{U}$, $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ и соответствующих абсолютных возрастов (Paton et al., 2011). Для обработки результатов также применялась онлайн-версия программы Isoplot R (Vermeesch, 2018), где для U/Pb изотопной системы всех зерен циркона из одной пробы производится построение графиков плотности вероятности и гистограмм, характеризующих распределение возрастов цирконов (рис. 1)

Полученные результаты исследования цирконов Туганского месторождения говорят об разнообразии возрастов от юрского периода до позднего протерозоя, но с преобладающими пиками в 260 млн (P₂₋₃) и 400 млн (D₁). Это подтверждает обилие источников сноса.

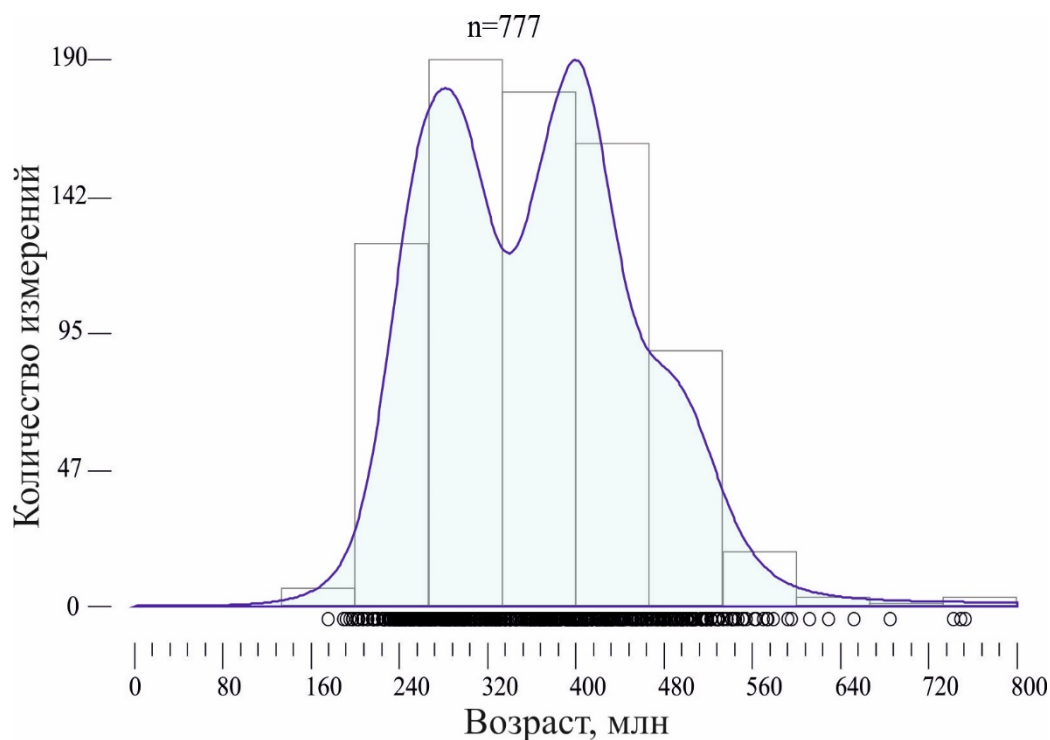


Рисунок 1. Распределение U/Pb возрастов цирконов Южно-Александровского участка Туганского циркон-ильменитового месторождения.

Квадрупольный масс-спектрометр позволяет снимать одновременно различные элементы, поэтому кроме радиоактивных и радиогенных изотопов, необходимых для расчета возраста, были получены содержания РЗЭ в каждой точке. Цирконы Туганского месторождения имеют различное образование – от магматических пород пестрого состава, до гидротермально-метасоматических образований (рис. 2).

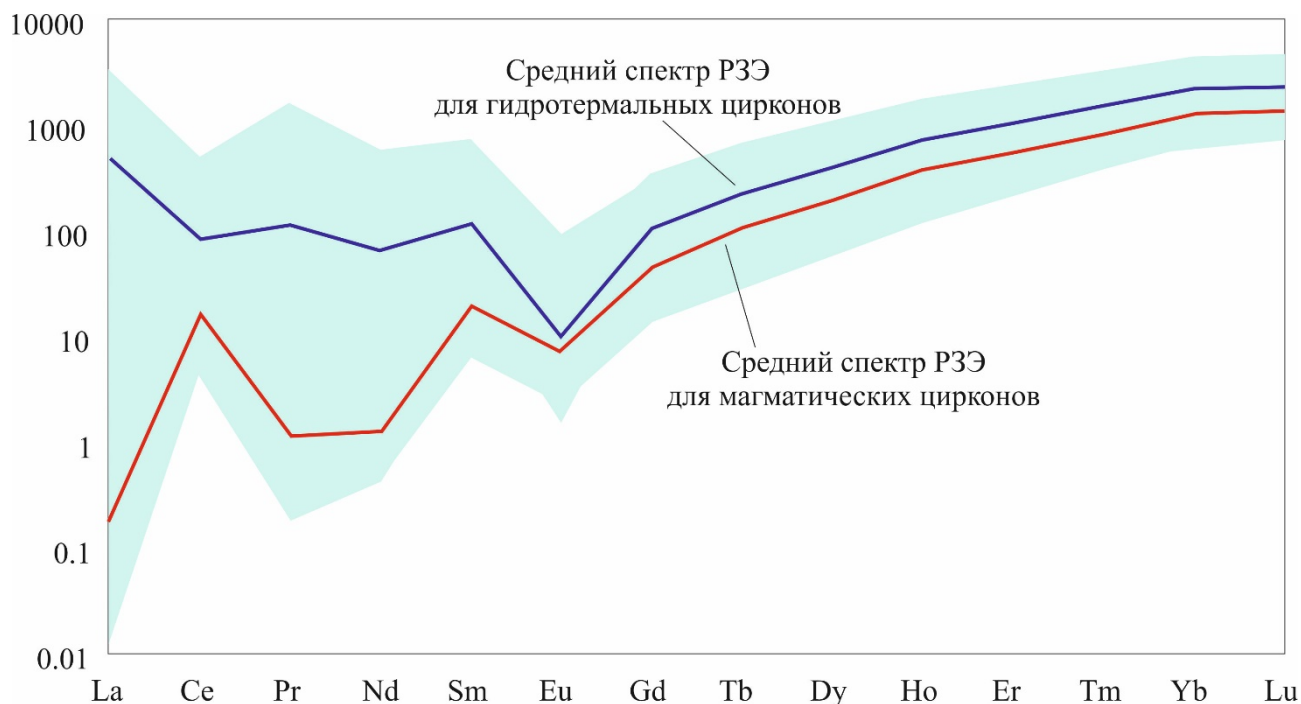


Рисунок 2. Спектры распределения РЗЭ, нормированные по хондриту (Sun et al., 1989). Усредненные спектры магматических и гидротермальных цирконов по (Hoskin, 2005).

Голубая область отвечает полученным вариациям содержаний РЗЭ в туганских цирконах.

Результаты U/Pb датирования и изучения локального химического состава цирконов Южно-Александровского участка Туганского месторождения позволяют судить об обилии

источников сноса различного генезиса и необходимости проведения дальнейших детальных исследований. Также детритовые цирконы Туганского месторождения ввиду разнообразия генезиса и возрастов служат хорошим материалом для постановки методики.

Пробоподготовка, аналитические исследования и обработка полученных результатов осуществлены на базе лаборатории геохронологии и геодинамики и ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ. Исследования выполнены в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 0721-2020-0041.

Cottle J.M., Kylander-Clark A.R., Vrijmoed J.C. U–Th/Pb geochronology of detrital zircon and monazite by single shot laser ablation inductively coupled plasma mass spectrometry (SS-LA-ICPMS) // *Chemical Geology*. 2012. Vol. 332-333. P. 136–147.

Hoskin P.W.O. Trace-element composition of hydrothermal zircon and the alteration of Hadean zircon from the Jack Hills, Australia. // *Geochim Cosmochim Acta*. 2005. Vol. 69. P. 637–648.

Paton C., Hellstrom J., Paul B., Woodhead J. Hergt J. Iolite: Freeware for the visualisation and processing of mass spectrometric data // *Journal of Analytical Atomic Spectrometry*. 2011. Vol. 26(12). P. 2508.

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

Vermeesch P. Isoplot R: A free and open toolbox for geochronology // *Geoscience Frontiers*. 2018. Vol. 9. P. 1479–1493.

Особенности состава триплита редкометальных пегматитов реки Кара-Суу Туркестанского хребта, Киргизия

Корнева А.О.¹ Герасимов В.К.¹

¹НИ ТГУ, Томск, nastyakorneva96@gmail.com

Редкометальные гранитные пегматиты являются одним из основных источников многих редких элементов: таких, как литий, рубидий, цезий, бериллий, талий, ниобий, торий и др (Коноваленко, 1996).

Туркестано-Алайская складчатая система является частью герцинид Южного Тянь-Шаня, располагаясь преимущественно в высокогорной приосевой зоне соответствующих хребтов. В её составе выделяют зону Высоких предгорий Алая, Сурметашскую, Зеравшанскую и краевую Карачатырскую (Перчук, 1964).

Размещение пегматитов пояса определяет Зеравшано-Туркестанский антиклинорий.

Зеравшано-Туркестанский антиклинорий занимает осевое положение в складчатой системе Южного Тянь-Шаня (Перчук, 1964).

Каравшинское пегматитовое поле в верховьях реки Кара-Суу связано с одноименным массивом и приурочено к его западному экзоконтакту.

Богатые фосфатами пегматитовые жилы типичны для всего Туркестано-Алая, но только в Каравшинском поле они приобретают значение породообразующих (Герасимов, 2014).

В данной работе был рассмотрен типохимизм минералов группы триплита, одних из наиболее распространенных фосфатов Каравшинского пегматитового поля. Триплит данного месторождения образует крупные (до 2-3 см) неправильные по форме кристаллы и их скелетные формы оранжево-красного и красно-бурого цвета различной интенсивности с сильным жирным блеском, в сростании с альбитом, мусковитом и кварцем.

Нами был проанализирован состав триплита с пяти разобщенных пегматитовых тел фосфор-олово-бериллиевого эволюционного ряда. (табл. 1).

Таблица 1. Рассчитанные химические формулы триплита по данным РСМА %.

| № уч-ка | № жилы | № обр . | Формула |
|---------|--------|---------|--|
| 4 | 1 | 1 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,63}\text{Mn}_{0,59}\text{Ca}_{0,02})_{2,01}(\text{P}_{0,97}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_4)\text{F}_{0,41}\text{OH}_{0,59}$ |
| | | 2 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,62}\text{Mn}_{0,58}\text{Ca}_{0,02})_{1,99}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,49}\text{OH}_{0,51}$ |
| | 2 | 3 | $(\text{Fe}_{0,71}\text{Mg}_{0,67}\text{Mn}_{0,55}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})_{1,96}(\text{P}_{0,99}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,84}\text{OH}_{0,16}$ |
| | | 4 | $(\text{Fe}_{0,78}\text{Mg}_{0,61}\text{Mg}_{0,6}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})_{2,02}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,03}\text{O}_4)\text{F}_{0,54}\text{OH}_{0,44}$ |
| | | 8 | $(\text{Fe}_{0,79}\text{Mg}_{0,6}\text{Mn}_{0,6}\text{Ca}_{0,02})_{2,01}(\text{P}_{0,97}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_4)\text{F}_{0,51}\text{OH}_{0,49}$ |
| | | 9 | $(\text{Fe}_{0,76}\text{Mg}_{0,65}\text{Mn}_{0,57}\text{Ca}_{0,02})_{2,0}(\text{P}_{0,97}\text{Ti}_{0,03}\text{O}_4)\text{F}_{0,54}\text{OH}_{0,46}$ |
| | | 11 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,62}\text{Mn}_{0,57}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,02}\text{Zn}_{0,01})_{2,01}(\text{P}_{0,95}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,48}\text{OH}_{0,52}$ |
| 6 | 3 | 5 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,61}\text{Mn}_{0,59}\text{Ca}_{0,02}\text{Co}_{0,01})_{1,99}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,42}\text{OH}_{0,58}$ |
| | | 12 | $(\text{Fe}_{0,74}\text{Mg}_{0,59}\text{Mn}_{0,56}\text{Si}_{0,07}\text{Ti}_{0,03}\text{Cu}_{0,03}\text{Ca}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{Ni}_{0,01}\text{Zn}_{0,01})_{1,99}(\text{P}_{0,93}\text{O}_4)\text{F}_{0,49}\text{OH}_{0,51}$ |
| | | 13 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mn}_{0,60}\text{Mg}_{0,59}\text{Ca}_{0,02}\text{Y}_{0,02}\text{Cu}_{0,01})_{1,99}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,51}\text{OH}_{0,49}$ |
| | | 16 | $(\text{Fe}_{0,75}\text{Mg}_{0,62}\text{Mn}_{0,59}\text{Cu}_{0,03}\text{Ca}_{0,02}\text{Co}_{0,01}\text{Ni}_{0,01}\text{Zn}_{0,01}\text{Y}_{0,01})_{2,04}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,62}\text{OH}_{0,38}$ |
| | | 17 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,6}\text{Mn}_{0,59}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,02}\text{Co}_{0,01}\text{Ni}_{0,01})_{2,02}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_4)\text{F}_{0,48}\text{OH}_{0,52}$ |
| | 4 | 18 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,63}\text{Mn}_{0,59}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,01}\text{Zn}_{0,01}\text{Ir}_{0,0004})_{2,03}(\text{P}_{0,93}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,02}\text{O}_4)\text{F}_{0,49}\text{OH}_{0,51}$ |

| | | |
|---|----|--|
| 5 | 19 | $(\text{Fe}_{0,75}\text{Mg}_{0,65}\text{Mn}_{0,56}\text{Cu}_{0,02}\text{Ca}_{0,01}\text{Zn}_{0,01}\text{Co}_{0,01}\text{Ni}_{0,01})_{2,02}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,99}\text{OH}_{0,002}$ |
| | 20 | $(\text{Fe}_{0,76}\text{Mg}_{0,63}\text{Mn}_{0,57}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,021}\text{Y}_{0,01})_{2,01}(\text{P}_{0,97}\text{Ti}_{0,03}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,39}\text{OH}_{0,61}$ |
| | 21 | $(\text{Fe}_{0,77}\text{Mg}_{0,63}\text{Mn}_{0,58}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,01}\text{Zn}_{0,01})_{2,02}(\text{P}_{0,96}\text{Ti}_{0,02}\text{Al}_{0,01}\text{O}_4)\text{F}_{0,48}\text{OH}_{0,62}$ |
| | 22 | $(\text{Fe}_{0,72}\text{Mg}_{0,68}\text{Mn}_{0,55}\text{Ca}_{0,02}\text{Cu}_{0,02}\text{Zn}_{0,01})_{2,0}(\text{P}_{0,98}\text{Ti}_{0,02}\text{O}_4)\text{F}_{0,54}\text{OH}_{0,46}$ |

В приведенной таблице наблюдается изменение химического состава, которое проявляется в небольшой разности содержания Fe, Mg, Mn, Ca, а также в тенденциях роста редких земель в жилах 3,4,5, в которых наиболее ярко проявлены метасоматические изменения. Повышенное содержание магния во всех образцах можно связать с контаминацией пегматитовых расплавов веществом вмещающих сланцев на ранних стадиях формирования жил (Коноваленко, 1996).

Герасимов В.К, Марфин А. Е. Фосфатная минерализация редкометалльных пегматитов Туркестанского пояса //Современные проблемы географии и геологии Матер.Ш Международ. науч.-практ. конф. С элементами школы-семинара для студентов, аспирантов и молодых ученых Томский государственный университет. Томск, 2014. С. 722-724.

Гинзбург А. И. О фосфатах в гранитных пегматитах // Тр. Минерал. Музея АН СССР. - Из-во АН СССР, 1952. Вып. 4. С. 36-37.

Коноваленко С.И Гранитные пегматиты: учебное пособие. Томск. 1996. С.25

Перчук Л. Л. Физико-химическая петрология гранитоидных и щелочных интрузий Центрального Туркестано-Алая. М. 1964. Гл. 1: Очерк геологического строения Центрального Туркестано-Алая. С. 9-12.

Использование алгоритмов глубокого обучения для сегментации и анализа минералов на изображениях аншлифов

Коршунов Д.М.¹, Хвостиков А.В.¹, Кочкарёв А.В.¹, Богуславский М.А.¹, Крылов А.С.¹

¹МГУ им М.В. Ломоносова, г. Москва, dmitOkorsh@gmail.com

Развитие современных технологий в области обработки данных значительно повышают степень автоматизации исследовательских процессов в научной и производственной геологии. Так, в минераграфии можно добиться высокого качества автоматического анализа минерального состава и текстурно-структурных особенностей руд при повышении эффективности изучения аншлифов. Одно из главных преимуществ использования автоматических методов анализа – точный, качественный и быстрый анализ минеральных агрегатов (их количественное распределение и состав), исключающий человеческий фактор.

Автоматизированные методы анализа изображений, используемые в геологии, подразделяются на два типа. Первые основаны на применении статистического анализа изображений, вторые – на применении современных сверточных нейронных сетей. Использование статистических методов в минераграфии и петрологии описаны в работах Е. Березутта (E. Berrezueta et al, 2016) и С. Кёйсе (S. Köse et al, 2012). Е. Березутта разработал метод, основанный на расчёте градиентов серого, для каждого минерала и их дальнейшей сегментации с использованием классификатора минимальной дистанции Махаланобиса. С. Кёйсе описывает похожий метод, но работающий за счёт нормализации цвета каждого минерала на определённый средний показатель минеральной ассоциации. При том, что оба алгоритма сегментации справляются с задачей диагностирования минералов, они имеют ряд существенных ограничений. Наиболее серьёзным ограничением для эффективной диагностики минералов является необходимость калибровки на конкретную минеральную ассоциацию. Второй тип методов, основанный на использовании сверточных нейронных сетей в современном мире, приобретает всё большую популярность, однако на сегодняшний день не существует примеров использования его в задачах для интерпретации изображения рудных минералов.

Авторами данной статьи был разработан новый алгоритм сегментации изображений аншлифов, базирующийся на применении сверточной нейронной сети на основе модифицированной архитектуры UNet (O. Ronneberger et al, 2015), реализованный с помощью фреймворка глубокого обучения Tensorflow сверточных нейронных сетей U-Net с фреймворком TensorFlow и последующей обработкой результатов сегментации математическими методами. Предварительные результаты, полученные при помощи описанного метода показали, что метод для анализа фотографий аншлифов, повышает эффективность минерального и структурно-текстурного анализа руд.

Принцип действия базовой архитектуры U-Net кратко можно охарактеризовать следующим образом. Сеть содержит сжимающий путь (кодировщик) и расширяющий путь (декодировщик). Кодировщик состоит из сверточных блоков: две свертки с ядром 3×3 и функции активации ReLu и Max Pooling 2×2 с шагом 2. Декодировщик включает в себя блоки, состоящие из транспонированной свертки, свертки с ядром 2×2 , конкатенации с соответствующим образом обрезанной карты признаков из кодировщика и затем идут две свертки с ядром 3×3 и функцией активации ReLu. В данной работе нейронная сеть используется для решения задачи обучения с учителем. Для этого требуется полная разметка изображений в соответствии с классами минералов для всех изображений из обучающей выборки. В рамках работы были вручную размечены фотографии аншлифов.

Обучающая коллекция рудных минералов была предоставлена кафедрой Геологии, Геохимии и Экономики Полезных Ископаемых геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова. Отобранные аншлифы изучались с помощью микроскопа ZEISS Axio Scope 40, а фотографировались с помощью фотоаппарата Canon power shot g10. Первое базовое обучение алгоритма происходило за счёт выбранных минералов-эталонов: галенита, сфалерита,

халькоприта и пирита. Всего 50 фотографий. Среди этих изображений 35 являются обучающими, а 15 тренировочными.

Результат обучения оценивался мерой качества - IoU (Intersection over Union). Данная мера используется для сравнения эталона (размеченную человеком картинку) и результат сегментации. Число от 0 до 1 демонстрирует совпадение внутреннего «объёма» областей «перекрытых» на изображении эталоном и результатом. Единица обозначает полное совпадение и говорит о 100% точности результата, ноль наоборот о полном не соответствии между эталоном и результатом. Подробно данный метод описан в работе Х. Резатофигхи (Н. Rezatofighi et all, 2019).

Усреднённый результат сегментации разработанного алгоритма по перечисленным выше минералам IoU: 0.96, что демонстрирует высокую степень достоверности результата. Следует оговориться, что IoU по отдельно взятым минералам отличается. Следовательно, точность определения по каждому минералу варьируется на несколько процентов. На рисунке 1 показана автоматическая сегментация тестового изображения. Карта ошибок показывает, в каких случаях нейронная сеть не смогла диагностировать минерал.

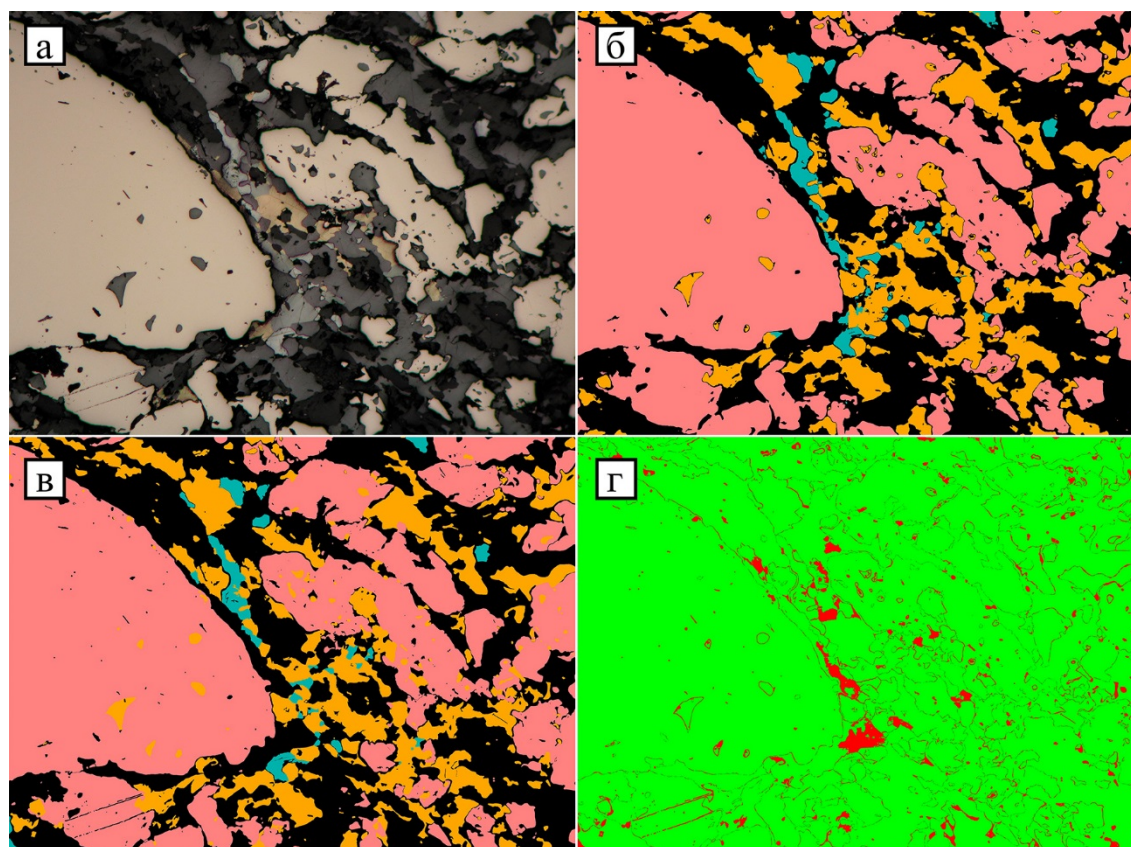


Рисунок.1 Результаты автоматической сегментации. а. – фотография аншлифа; б – ручная разметка изображения; в. – сегментация изображения алгоритмом; г – карта ошибок.

На данном этапе разработки метода автоматизированного анализа изображений аншлифов, халькопирит, пирит, галенит и сфалерит диагностируются с точностью 96%, что является, на наш взгляд, хорошим результатом. Временные затраты на обработку одного изображения, с разрешением 3100 x 2800 px, составляют около 20 секунд. Следующий этап заключается в расширении диагностируемых минералов и увеличении точности анализа. Ограничения метода связаны с тем, что исследовать можно только фотографии аншлифов.

Исследования выполнены с финансовой поддержкой фонда содействия инноваций, проект УМНИК 14582ГУ/2019.

Berrezueta E., B. Ordóñez-Casado, W. Bonilla, R. Banda, R. Castroviejo, P. Carrión and S. Puglla // Ore petrography using optical image analysis: application to Zaruma Portovelo deposit (Ecuador) *Geosciences*. 2016. Т. 6, № 2. P. 30.

Köse C., Alp I., İkiba C. Statistical methods for segmentation and quantification of minerals in ore microscopy // *Minerals Engineering*. 2012. V. 30, № 2. P. 19—32.

Rezatofghi H., N. Tsoi, J. Y. Gwak, A. Sadeghian, I. Reid, S. Savarese Generalized intersection over union: A metric and a loss for bounding box regression // *Proceedings of the IEEE Conference on Computer Vision and Pattern Recognition*. 2019. P. 658-666.

Ronneberger O., Fischer P., Brox T. U-net: Convolutional networks for biomedical image segmentation // *International Conference on Medical image computing and computer-assisted intervention*. Springer. Cham. 2015. P. 234-241.

Определяющая роль величины железистого модуля для оценки степени благоприятности материнских пород при образовании высококачественных бокситов (на примере Западной Африки)

Макарова М.А.^{1,2}, Внучков Д.А.¹, Шипилова Е.С.², Пашков П.П.²

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, frolikovam@gmail.com

²ИГЕМ РАН, г. Москва

Формирование бокситовых залежей контролируется многими факторами, такими как климатический, петрофизический, геоморфологический, тектонический, биогенный, гидрогеологический и временной. В данной работе будет рассматриваться вопрос о влиянии материнского субстрата на бокситовые залежи, то есть петрохимический фактор.

Многие исследователи сходятся во мнении, что на бокситообразование влияют минеральный состав исходных горных пород, их зернистость и пористость. Влияние состава материнских пород на процесс бокситообразования изучается около 100 лет и бесспорно признается ключевым. Давно известно, что латеритные бокситовые залежи образуются почти на любых глиноземсодержащих породах, начиная от глинистых карбонатных и ультраосновных и кончая высококремнистыми – гранитами, филлитами, кондалитами, чарнокитами, кварц-мусковитовыми сланцами (Bardossy 1990). Также установлена определенная взаимосвязь между распределением и количеством (тоннажом) залежей и типом материнской породы. Первая статистическая оценка, в связи с этим была проведена Бардоши в 1983 году и уточнена в 1990. Он подсчитал соотношение всех известных источников и показал, что наибольшие запасы связаны с осадочными породами, базальтами и долеритами, а затем с метаморфическими породами. Среди магматических пород наиболее благоприятны для бокситообразования анортозиты, состоящие практически целиком из щелочного плагиоклаза.

Для определения перспективности пород для возможного образования по ним бокситов обычно используют «щелочной модуль» - количество щелочных и щелочноземельных элементов, которые при разложении пород в процессе выветривания переходят в раствор, подщелачивая и нейтрализуя его, что способствует осаждению минералов глинозема. Согласно этому показателю, в первую группу вошли высокоглиноземистые сланцы, нефелиновые сиениты и породы основного состава, с которыми связана большая часть латеритных бокситов. Субстратом для образования крупных месторождений латеритных бокситов служат высокоглиноземистые породы (сланцы, базальты, анортозиты, нефелиновые породы и т.д.). Также бокситы формируются и на породах кислого состава – гранитах и гнейсах.

Наиболее распространенными материнскими породами бокситов являются породы слагающие обширные площади земной поверхности, а не породы с наиболее благоприятным составом. Теоретически, наиболее "совершенными" материнскими породами должны быть высокоглиноземистые, бескварцевые щелочные породы (нефелиновые сиениты, фойяиты, фонолиты), однако, с ними связано менее 2% мирового тоннажа латеритных бокситов, поскольку их распространенность очень небольшая.

Проведенные расчеты Чаусова А.А. для крупнейшей бокситоносной провинции Фута Джалон-Мандинго (Mamedov et al., 2019), которую можно считать эталонной для изучения процессов латеритного бокситообразования, показали, что независимо от состава материнского субстрата при латеритном выветривании динамика накопления железа в два раза выше, чем алюминия. Таким образом типоморфным элементом латеритного автоморфного ландшафта для данной климатической зоны следует считать железо в трехвалентной форме (Fe^{+3}). Латеритный бокситоносный покров по своему составу практически является двухкомпонентной системой, не считая кристаллизованную воду в минералах алюминия и железа. Так как бокситы представляют собой латеритный продукт, то зависимость отношения содержания глинозема к валовому содержанию железа должна проявляться в паре боксит-материнская порода. Для образования бокситов необходимо преобладание в материнском субстрате алюминия по сравнению с

содержанием железа. То есть для определения перспективности пород для латеритного бокситообразования необходимо рассматривать железистый модуль, отношение Al_2O_3 к Fe_2O_3 . С 1981 года, с выхода краткой публикации Ю.И. Кима (Ким, 1981), не известно специальных исследований по этой теме. В своей публикации Ю.И. Ким показал, что величина железистого модуля исходных пород и их гипергенных производных закономерно увеличивается в ряду изверженных пород от ультраосновного до щелочного состава и составляет соответственно 0,52 и 0,62 для ультраосновных пород и 4,94 и 18,82 для щелочных.

Достаточное разнообразие по составу коренных пород в пределах провинции Фута Джалон-Мандинго позволило провести детальный анализ литологического контроля за распространенностью и качеством бокситов. Материнскими породами выступают: алевро-аргиллиты девона свиты Fago (по ним образовалось 44,7% от общих ресурсов бокситов провинции), алевро-аргиллиты силура свиты Telimele (11,38%), долериты, конго-диабазы и габбро-долериты мезозойской трапповой формации (34,7%), нефелиновые сиениты и ортоамфиболиты (0,1% в сумме). Кроме того, на фоне геологической и геоморфологической истории развития рассматриваемой территории имело место формирование рыхлых континентальных водноосадочных (аллювиальных и озерных) и суходольных образований (серия Sangaredi) (Мамедов и др., 2011), которые также участвовали как материнский субстрат для формирования латеритных бокситоносных покровов (0,8% от общих ресурсов бокситов провинции).

Для объективной оценки зависимости необходимо использовать среднее качество бокситов для всего месторождения в целом, а не по отдельным разрезам, так как на любом месторождении возможно выделить бокситы, при образовании которых произошли эпигенетические процессы осветления и ресификации. Без оценки доли таких высококачественных бокситов от общих масштабов месторождений, будет происходить невелирование различий, обусловленных особенностями состава исходных пород. Выделение только высококачественных бокситов дает искаженную картину при анализе соотношения и поведения алюминия и железа от исходной породы к бокситам. Наиболее объективной является оценка результатов гипергенных процессов в пределах отдельного элементарного ландшафта, каким является каждая бокситоносная боваль, и в целом средние значения для всей совокупности автономного геохимического ландшафта – всех бокситоносных бовалей провинции.

По имеющемуся Кадастру месторождений и проявлений бокситов на территории провинции Фута Джалон-Мандинго были определены месторождения, сформированные по единому материнскому субстрату для более точной оценки степени благоприятности материнских пород. Результаты приведены в таблице 1. Средний состав бокситов, образовавшихся по среднемиоценовым водноосадочным обеленным отложениям серии Сангареди, рассчитан для всей провинции, где сохранилось порядка 190 тел. В скобках указано количество месторождений, по которым бралось качество бокситов при бортовом содержании Al_2O_3 40% и SiO_2 до 5%, типичном для данной провинции.

Только по материнским породам, в которых железистый модуль (Al_2O_3/Fe_2O_3) превышает 4 образуются залежи бокситов высокого и экстра-качества, как это характерно для нефелиновых сиенитов архипелага Лос и особенно для обеленных отложений серии Сангареди, в которых величина железистого модуля достигает в отдельных случаях 23. Для алевро-аргиллитов железистый модуль не превышает 3, в среднем составляет 2,2, а для долеритов 1,2. Для оценки степени благоприятности материнского субстрата в таблицу 6 включены данные о химическом составе ультрабазитов полуострова Калум (г. Конакри) и продуктов их латеритного выветривания. По этим материнским породам, в которых величина железистого модуля значительно менее единицы, образовались богатые гётит-гематитовые железные руды, а не бокситы.

На графике (рис. 1) для сопоставления приведены обширные литературные данные для бокситов месторождений провинций мира (Австралии, Бразилии, Индии, Суринама, Вьетнама и др.), образовавшиеся по таким породам как: нефелиновые сиениты, долериты, филлиты, амфиболиты, анортозиты и др. Для них, так же, как и для месторождений провинции Фута

Джалон-Мандинго, наблюдается прямая зависимость качества бокситов от повышения железистого модуля в материнском субстрате. Более высококачественные бокситы связаны с щелочными породами (нефелиновыми сиенитами, фойяитами, фонолитами, анартозитом), для которых величина железистого модуля выше 4,5. Для месторождений провинции ФДМ в 1 группу, с величиной железистого модуля выше 5, вошли бокситы, связанные с серией Сангареди и образованные по нефелиновым сиенитам. Остальные бокситы провинции вошли во вторую группу, для которой характерно отношение Al_2O_3/Fe_2O_3 в материнской породе не более 4. Зависимость качества бокситов от величины железистого модуля для бокситов месторождений мира менее строгая. Это обусловлено спецификой использованных выборок анализов. Для месторождений ФДМ были использовано среднее качество бокситов для всего месторождения, а для месторождений мира в большинстве случаев использовались лишь отдельные пересечения и разрезы.

Таблица 1. Химический состав основных литологических типов материнских пород провинции и бокситов, образовавшихся по ним.

| Материнский субстрат | Материнские породы | | | | Бокситы | | | |
|---|--------------------|--------------------------------|--------------------------------|---|----------|--------------------------------|--------------------------------|--|
| | SiO ₂ | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ 3 | SiO 2 | Al ₂ O ₃ | Fe ₂ O ₃ | Al ₂ O ₃ /Fe ₂ O ₃ |
| Водноосадочные отложения серии Сангареди | 41.0 | 35.87 | 1.64 | 23.5 | 1.1 | 63.33 | 2.23 | 28.4 |
| | 43.5 | 38.84 | 5.14 | 6.97 | 0.6 | 57.74 | 7.75 | 7.45 |
| Нефелиновые сиениты | 55.4 | 22.74 | 3.09 | 7.4 | 5.8 | 54.4 | 10.56 | 5.15 |
| Аргиллиты и алевро-аргиллиты силура | 60.8 | 18.70 | 6.21 | 3.1 | 2.1 | 45.15 | 26.8 | 1.68 |
| Ортоамфиболиты | 59.4 | 20.04 | 6.78 | 3.0 | 7.8 | 41.2 | 26.1 | 1.58 |
| Аргиллиты, алевролиты, мелкозернистые песчаники девона | 56.9 | 18.84 | 7.33 | 2.6 | 2.1 | 43.82 | 26.51 | 1.65 |
| Долериты и конга-диабазы мезозойской трапповой формации | 50.2 | 17.38 | 8.59 | 2.1 | 3.9 | 44.15 | 27.35 | 1.61 |
| | 52.4 | 14.21 | 12.93 | 1.1 | | | | |
| Дуниты | 35.7 | 1.05 | 19.51 | 0.1 | 2.5 | 9.8 | 51.5 | |

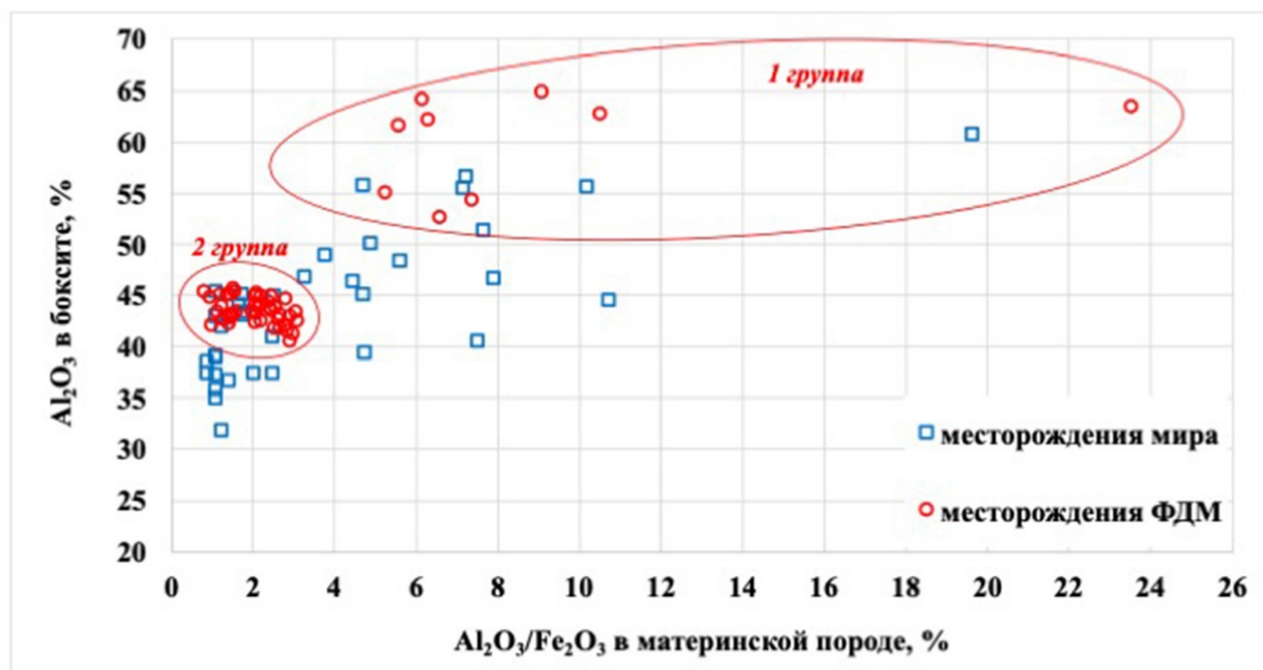


Рисунок 1. Зависимость качества бокситов от величины железистого модуля в материнской породе.

На основе вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Степень благоприятности материнского алюмосиликатного субстрата для формирования по ним бокситов более высокого качества определяется их минералогическим и петрографическим и химическим составом, из которых главными определяющими факторами являются железистый модуль (отношение Al_2O_3 и Fe_2O_3).

2. В целом невысокие значения железистого модуля в преобладающем материнском субстрате провинции (1.2 – 1.9 для долеритов и конга-диабазов и 2 – 2.3 для алевро-аргиллитов) определили и в целом не очень высокое среднее качество бокситов. В то же время бокситы, образовавшиеся по нефелиновым сиенитам ($Al_2O_3/Fe_2O_3 = 6$), а тем более по обеленным отложениям серии Сангареди ($Al_2O_3/Fe_2O_3 = 7 - 24$) закономерно отличаются очень высоким и экстракачеством.

3. Наиболее объективной является оценка результатов гипергенных процессов в пределах отдельного элементарного ландшафта, каким является каждая бокситоносная боваль, и в целом средние значения для всей совокупности автономного геохимического ландшафта – всех бокситоносных бовалей провинции.

4. В практическом отношении железистый модуль можно использовать при прогнозировании бокситовых месторождений. Зная состав алюмосиликатных пород и их железистые модули в пределах перспективных площадей, несложно определить качество бокситов, что является важным качественным признаком при последовательной схеме переработки бокситов на глинозем.

Работа выполнена при финансовой поддержке Гранта Министерства науки и высшего образования РФ № 13.1902.21.0018 "Фундаментальные проблемы развития минерально-сырьевой базы высокотехнологичной промышленности и энергетики России", проекта РФФИ № 19-05-00519, государственного задания № 0136–2018–0025, аналитические исследования проведены в ЦКП "ИГЕМ АНАЛИТИКА".

Ким Ю.И. Железистый модуль и его значение в геологии бокситов // Докл. АН СССР. 1981. Т. 259. № 2. С. 433 – 436.

Мамедов В.И., Чаусов А.А., Канищев А.И. Этапы формирования уникальной бокситоносной серии Сангареди (провинция Фута Джалон-Мандинго, Западная Африка) // Геология рудных месторождений. 2011. Т. 53. № 3. С. 203 – 229.

Bardossy G. and Aleva G.J.J. Lateritic Bauxites // Develop- ments in Economic Geology. 1990. 27. Elsevier Sci. Publ. 624 p.

Mamedov V., Chaousov A., Makarova M. Principal Conditions and Geochemical Trends in Formation of High-grade Bauxite Deposits, Republic of Guinea // 16th International Symposium on Water-Rock Interaction (WRI-16) and 13th International Symposium on Applied Isotope Geochemistry (1st IAGC International Conference) E3S Web Conf. France. 2019. Vol. 98. P. 1 – 5. <https://doi.org/10.1051/e3sconf/20199801035>

Потоки рассеяния Пестринской сереброносной рудообразующей системы (Северное Приохотье, Россия)

Макшаков А.С.¹, Кравцова Р.Г.¹

¹ИГХ СО РАН, г. Иркутск, artem_m@mail.ru

На примере Пестринской сереброносной рудообразующей системы (РС) и серебро-полиметаллического месторождения Гольцовое рассмотрены состав, строение и особенности формирования экзогенных аномальных геохимических полей (АГХП), выявленных по литохимическим потокам рассеяния (ЛПР). Исследования проводились на территории Охотско-Чукотского вулканогенного пояса в южной части Балыгычано-Сугойского прогиба (Северное Приохотье, Россия). Изучались экзогенные АГХП основных элементов-индикаторов всех известных в рамках Пестринской РС типов рудной минерализации – серебро-полиметаллической (Ag-Pb), олово-серебряной (Sn-Ag), оловянной (Sn), олово-редкометалльной (Sn-W) и редкометалльной (Mo-W). Обобщены результаты площадных геохимических съемок по ЛПР 1:200 000 и 1:50 000 масштабов.

Все геохимические съемки были выполнены согласно общепринятым методикам (Инструкция..., 1983). Отбор литохимических проб осуществлялся из рыхлых аллювиальных отложений современной гидросети. Маршруты начинались в 50-100 м выше устьев водотоков старших порядков и заканчивались при съемке 1:200 000 масштаба в устьях ручьев II-го порядка, при съемке 1:50 000 масштаба – в верховьях ручьев I-го порядка. В зависимости от того, какая гранулометрическая фракция материала преобладала, в пробу отбиралась песчано-гравийная, песчаная, реже песчано-илистая фракции аллювия. В дальнейшем все пробы прошли спектральный приближенно-количественный анализ (СПКА) на широкий круг элементов. Ртуть определялась атомно-абсорбционным методом. Построение моно- и полиэлементных геохимических карт проведено с помощью метода многомерных полей (Евдокимова, 1978).

По результатам проведения региональной съемки 1:200 000 масштаба на изученной площади были выявлены экзогенные АГХП Ag, Sb, As, Pb, Zn, Cu, Mo, W, Sn, Bi и В. Эти элементы являются основными для всех известных на изученной площади типов оруденения – Ag-Pb, Sn-Ag, Sn, Sn-W и Mo-W. Высококонтрастные экзогенные АГХП образуют As, Bi, Sn, Sb и Pb. Среднеконтрастные АГХП характерны для Zn, W, В, Ag, Cu и Mo. Металлогеническая специализация отчетливо проявлена, в основном, на Sn, меньше – на Pb и Ag. Геохимические особенности лучше проявлены в составе и строении полиэлементных АГХП (ассоциаций элементов). Выявленные АГХП, их типоморфный состав и характер распределения в пространстве в основном отражают геохимические особенности изученной площади и закономерность распределения здесь рудной минерализации. В центральной части Пестринской РС проявлены Ag-Pb АГХП, которые приурочены как к Ag-Pb рудным объектам, в т.ч. к крупному месторождению Гольцовое, так и к Sn месторождениям. В наиболее контрастных АГХП максимальные концентрации отмечены для Ag, Pb, Bi и Zn. Слабо проявлены Sn, В и Cu. По направлению к менее контрастным полям содержания Ag и Pb снижаются, а Bi – возрастают, появляется As. Ag-Pb АГХП сменяются Sn-Ag полями, которые также тяготеют к центральной части Пестринской РС, где известны Sn-Ag и Sn месторождения и рудопроявления. Очень высокие содержания характерны для As и Bi, менее высокие – для Sn, В, Pb, Zn и Ag. Слабо проявлена Cu. В западной части Пестринской РС широко развиты Sn АГХП, с которыми связаны мелкие оловянные объекты – ряд рудопроявлений и два небольших месторождения. В отличие от Sn-Ag полей для Sn АГХП характерны более высокие содержания As, Bi и Sn. Менее высокие содержания имеют В, W, Zn, Cu и Pb. Низкие содержания характерны для Ag и Mo. Sn-W и Mo-W АГХП выявлены на всей площади Пестринской РС, имеют локальный характер развития и связаны с мелкими оловянными и редкометалльными рудопроявлениями. Высокие концентрации характерны для As и Bi, менее высокие – для W, Sn, Cu, В и Pb, низкие – для Zn, Mo и Ag. Также по всей площади широким распространением пользуются низкоконтрастные

АГХП, связанные с непромышленными зонами рассеянной сульфидной минерализации (ЗРСМ). В ассоциациях могут присутствовать в разных соотношениях As, Bi, Pb, Cu, Zn, В, Sn, Mo, W и Ag.

Сделан вывод, что съемки 1:200°000 масштаба по ЛПР являются одним из основных методов при региональном металлогеническом прогнозе полезных ископаемых в условиях зон криолитогенеза на Северо-Востоке России. Они лучше всего позволяют решать задачи прогнозной оценки значительных по масштабу площадей за относительно короткие сроки и с минимальными затратами. Для них характерны простота, относительная глубинность, возможность быстро получить информацию о геохимических особенностях и металлогении района в целом. В то же время, региональные съемки не лишены недостатков. Экзогенные АГХП обладают более низкой контрастностью по сравнению с АГХП, выявленными по первичным и вторичным ореолам. Функциональные связи в направлении руда+первичный ореол → вторичный ореол → поток рассеяния проявлены слабо. В ряде случаев происходит нарушение качественно-количественных функциональных связей между элементами. Всё это осложняет изучение состава, строения и масштабов развития АГХП. Затрудняется их типизация и выявление зональности – основного показателя при оценке уровня эрозионного среза рудных зон, менее эффективной становится оценка их рудно-формационной принадлежности, и, как следствие, промышленной значимости.

Дальнейшие исследования показали, что при выявлении и интерпретации АГХП на стадии локального прогноза при поисках рудной минерализации эффективно проведение съемки по ЛПР 1:50 000 масштаба. Съемка проводилась в рамках Пестринской сереброносной РС. Площадь съемки представляет собой в структурном отношении крупное интрузивно-купольное поднятие. Вдоль реки Тап проходит глубинный разлом, который разделяет поднятие на два тектонических блока с амплитудой смещения почти 1 км. Юго-восточный блок является поднятым и глубоко эродированным. Здесь проявлены Sn-W, Mo-W и Sn рудопроявления и одно мелкое Sn месторождение. В опущенном и слабо эродированном северо-западном блоке известно Ag-Pb месторождение Гольцовое. На глубоких горизонтах месторождения и на флангах проявлена Sn-Ag минерализация.

Установлено, что максимальную контрастность и широкое развитие имеют АГХП Ag, Sb, As, Pb, Hg, Zn, Cu, Sn, Bi и В. Эти элементы являются типоморфными для всех известных на этой площади промышленных типов оруденения – Ag-Pb, Sn-Ag и Sn. Менее проявлены в виде низкоконтрастных АГХП Mo и W, являющиеся одними из главных элементов для Sn-W и Mo-W типов минерализации, которые на изученной площади представлены только мелкими рудопроявлениями. Обобщая полученную информацию, можно сделать вывод, что распределение элементов в пределах каждого из двух разных по металлогенической и геохимической специализации блоках имеет закономерный характер, отражающий их степень эродированности. Наиболее отчетливо это проявлено в составе и строении полиэлементных АГХП (табл. 1). Ag-Pb АГХП тяготеют к северо-западному блоку, где находится Ag-Pb месторождение Гольцовое. Они имеют простой элементный состав. Относительно высокие содержания типичны для Ag, Pb и В. Низкие содержания обычны для Hg, Sn, иногда Bi. Sn-Ag АГХП имеют значительно большие размеры и установлены также в пределах северо-западного блока (фланги месторождения Гольцовое). Высокие содержания характерны для As и Sb, менее высокие – для Ag, Sn, Bi, Cu и В. Низкие содержания установлены для Pb и Zn. В юго-восточном блоке широким развитием пользуются Sn АГХП, приуроченные к Sn рудным объектам, реже к редкометалльным. Здесь относительно высокие содержания выявлены для Sn и As, менее высокие – для Bi, В и Pb. Низкие содержания установлены для Zn, Ag и Cu. Локальное распространение имеют Sn-W и Mo-W полиэлементные АГХП, выявленные в юго-восточном блоке, где известна редкометалльная минерализация. Высокие содержания характеризуют As, менее высокие – Sn, Bi и В. Низкие содержания установлены для W, Cu и Mo, крайне низкие – для Pb и Zn. На всей изученной площади широко распространены низкоконтрастные поля, связанные с непромышленными ЗРСМ. Главными элементами в них являются В, Sn и Bi.

Таблица 1. Типоморфный состав полиэлементных АГХП, выявленных по ЛППР (съёмка 1:50 000 масштаба). Пестринская сереброносная РС.

| № | Полиэлементные АГХП |
|----------------------------|--|
| Ag-Pb | |
| 1 | Ag(3.7/37) Pb(100/10) B(60/6) |
| 2 | Ag(2.3/23) B(100/10) Pb(60/6) Hg(0.3/6) |
| 3 | Ag(1.5/15) Pb(100/10) B(100/10) Sn(10/5) Hg(0.15/3) |
| 4 | Ag(0.9/9) B(80/8) Pb(60/6) Sn(10/5) Bi(0.3/3) |
| 5 | B(80/8) Ag(0.6/6) Pb(50/5) Sn(10/5) Bi(0.4/4) |
| Sn-Ag | |
| 6 | As(60/30) Ag(2.6/26) Bi(1.9/19) Sn(20/10) Cu(90/9) B(70/7) Pb(50/5) Zn(250/5) |
| 7 | As(24/12) Bi(1.1/11) Ag(1/10) B(80/8) Sn(14/7) Pb(60/6) Cu(30/3) |
| 8 | Ag(0.6/6) Sn(10/5) B(50/5) Bi(0.5/5) Pb(40/4) |
| 9 | As(22/11) Pb(70/7) B(70/7) Sn(10/5) Bi(0.4/4) Ag(0.4/4) Zn(150/3) Cu(30/3) |
| 10 | As(150/75) Ag(2.3/23) Cu(160/16) Bi(1.5/15) Sn(18/9) B(90/9) Pb(50/5) Zn(200/4) |
| 11 | Sb(34/170) As(200/100) Sn(36/18) Bi(1.7/17) Cu(120/12) Ag(1/10) B(90/9) Pb(70/7) Zn(200/4) |
| Sn | |
| 12 | Sn(190/95) As(130/65) Pb(220/22) B(130/13) Bi(1.1/11) Zn(350/7) Ag(0.6/6) Cu(50/5) |
| 13 | As(160/80) Sn(36/18) Bi(1.5/15) B(140/14) Cu(80/8) Pb(60/6) Ag(0.6/6) Zn(250/5) |
| 14 | As(120/60) B(180/18) Bi(1.7/17) Sn(30/15) Pb(90/9) Cu(40/4) Zn(200/4) Ag(0.3/3) |
| 15 | As(90/45) Bi(3.8/38) B(150/15) Sn(10/5) Cu(40/4) Pb(30/3) Zn(150/3) |
| 16 | Bi(1.7/17) As(24/12) B(110/11) Sn(10/5) Cu(40/4) |
| Sn-W и Mo-W | |
| 17 | As(36/18) Bi(1.1/11) B(100/10) W(6/6) Sn(8/4) Cu(40/4) |
| 18 | As(34/17) Bi(1.4/14) Mo(5/5) Sn(8/4) Cu(30/3) B(30/3) |
| 19 | As(200/100) Sn(76/38) B(200/20) Bi(1.3/13) Cu(50/5) W(4/4) Pb(40/4) Zn(150/3) |
| 20 | As(170/85) Bi(2/20) B(150/15) Cu(60/6) Sn(10/5) Mo(5/5) W(4/4) |
| Переменного состава в ЗРСМ | |
| 21 | B(50/5) Sn(8/4) Bi(0.3/3) |

Примечание. В числителе даны средние содержания элементов (в г/т), в знаменателе – значения их коэффициентов контрастности. Для Sb и As показаны только содержания >30 г/т и >20 г/т, соответственно, в связи с их низким пределом обнаружения методом СПКА.

На основании полученной информации можно сделать вывод, что контрастность и площадь развития экзогенных АГХП, выявленных при съёмке по ЛППР 1:50 000 масштаба, напрямую зависит от масштабов оруденения, с которыми они связаны. Качественно-количественные связи в ряду руда+первичный ореол → вторичный ореол → поток рассеяния проявлены достаточно хорошо. Геохимические ассоциации элементов, их качественный и количественный состав отчетливо указывают на их рудно-формационную принадлежность. Полиэлементные АГХП имеют отчетливо выраженный зональный характер распределения в пространстве. Этот ряд выражается в смене разных по типу полиэлементных АГХП (ассоциаций элементов) в соответствии со степенью эродированности площади (от меньшей к большей): Ag-Pb → Sn-Ag → Sn → Sn-W и Mo-W. Выявленная по ЛППР экзогенная зональность в рамках Пестринской РС является отражением установленной ранее для этой системы эндогенной зональности (Кравцова, 2010). В практическом отношении геохимические съёмки 1:50 000 масштаба актуально проводить при поисковых работах в районах, в которых уже был проведен значительный объем геологических исследований.

Впервые, с целью повышения эффективности площадных геохимических съёмок предложен способ опробования рыхлых отложений ЛППР крупных речных долин (водотоки III и IV порядков) по профилям, ориентированным вкост их простирания. Исследования проведены по реке Тап на примере Ag, Pb, Sn, Bi, Mo и W – основных элементов-индикаторов Ag-Pb, Sn-Ag, Sn-W и Mo-W типов оруденения, которые проявлены на площади детальных работ. Выявленные

в результате такого опробования геохимические поля в достаточной степени отражают состав и строение эродированных и дренируемых рудных объектов. Самые контрастные АГХП тяготеют к тому борту долины, на склоне которой выходит рудная минерализация, а их качественно-количественный состав, в первую очередь, зависит от состава этого типа оруденения. Установлено, что наиболее полное и точное представление о характере и особенностях распределения концентраций элементов в рыхлых отложениях крупных водотоков дает фракция <0.25 мм, которая концентрирует большинство рудных элементов. Отбор мелкой фракции в долинах современных водотоков III и IV порядков не представляет трудностей, т.к. такой материал проявлен в значительных количествах.

Разработана методика бриолитохимического опробования водотоков I порядка, где в условиях зон криолитогенеза аллювиальные отложения фрагментарны, отсутствуют или формируются при резком дефиците песчано-илистого материала (Макшаков, Кравцова, 2018). Основана она на отборе проб водных и полуводных мхов, произрастающих по берегам и руслам верховьев водотоков, совместно с илистым и песчано-илистым материалом, который прочно удерживается моховой подушкой. Проведенные нами бриолитохимические исследования по рыхлым отложениям водотока I порядка, дренирующего Ag-Pb месторождение Гольцовое, показали эффективность их использования при поисках Ag-Pb минерализации по ЛПР. Установлено, что содержания Ag и Pb – главных типоморфных элементов-индикаторов этого типа оруденения – практически во всех бриолитохимических пробах превышают те, которые обнаружены в литохимическом материале, отделенном от моховой подушки, и в пробах аллювия, отобранных традиционным способом. Особенно характерно различие в уровнях содержания Ag и Pb в этих пробах для начала потока, где аллювиальные отложения либо отсутствуют, либо фрагментарны. В нижней части потока, где в русле появляется достаточное количество мелкой фракции аллювия, концентрации элементов-индикаторов во всех пробах становятся более или менее сопоставимыми. Ранее аналогичные исследования показали свою эффективность при поисках золото-серебряной минерализации (Макшаков, Кравцова, 2018; Makshakov et al., 2019).

Проведенные исследования показали, что выявленные закономерности могут успешно применяться на всех стадиях геохимического изучения рудоносных площадей, начиная с прогнозной оценки на слабо изученных территориях, до детальных работ на уже известных рудных объектах. Предложенные способы выявления экзогенных АГХП и разработанные критерии их оценки являются достаточно простыми и эффективными. Они также могут быть использованы на всех стадиях прогноза и поисков рудной минерализации, не только на территории Северо-Востока России, но и в других регионах, где формирование ЛПР происходит в условиях зон криолитогенеза.

Работа выполнена при поддержке гранта Президента Российской Федерации (№ МК-2645.2019.5) и гранта РФФИ (№ 20-05-00142).

Евдокимова В.Н. Автоматизированная система обработки геолого-геохимической информации методом многомерных полей // Геохимические методы поисков рудных месторождений в Сибири и на Дальнем Востоке. Новосибирск: Наука, 1978. С. 3–26.

Инструкция по геохимическим методам поисков рудных месторождений. М.: Недра, 1983. 191 с.

Кравцова Р.Г. Геохимия и условия формирования золото-серебряных рудообразующих систем Северного Приохотья. Новосибирск: Изд-во «Гео», 2010. 292 с.

Макшаков А.С., Кравцова Р.Г. Бриолитохимические исследования при поисках и оценке золото-серебряной минерализации по потокам рассеяния (Северо-Восток России) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. № 11. С. 1836–1851.

Makshakov A.S., Kravtsova R.G., Tatarinov V.V. Lithochemical stream sediments of the Dukat gold-silver ore-forming system (North-East of Russia) // Minerals. 2019. V. 9. Art. 789.

Минеральный состав и геохимические особенности кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского золоторудного месторождения

Москвитина М.Л.^{1,2}, Дамдинов Б.Б.², Дамдинова Л.Б.², Извекова А.Д.²

¹ БГУ, г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, homashca@mail.ru

² ГИН СО РАН, г. Улан-Удэ, Республика Бурятия, damdinov@mail.ru, ludamdinova@mail.ru, boxjer@mail.ru.

Зун-Холбинское золоторудное месторождение расположено в пределах Урик-Китойской золоторудной зоны и приурочено к Самарта-Холбинской зоне разломов северо-западного простирания (Гордиенко, 2016). В строении Холбинского рудного поля принимают участие архейские породы Гарганской глыбы, которая представляет собой выступ кристаллического фундамента Тувино-Монгольского микроконтинента, неопротерозойские сланцево-карбонатные отложения, породы офиолитовой ассоциации, гранитоиды сумсунурского комплекса и единичные дайки лампрофиров (рис. 1).

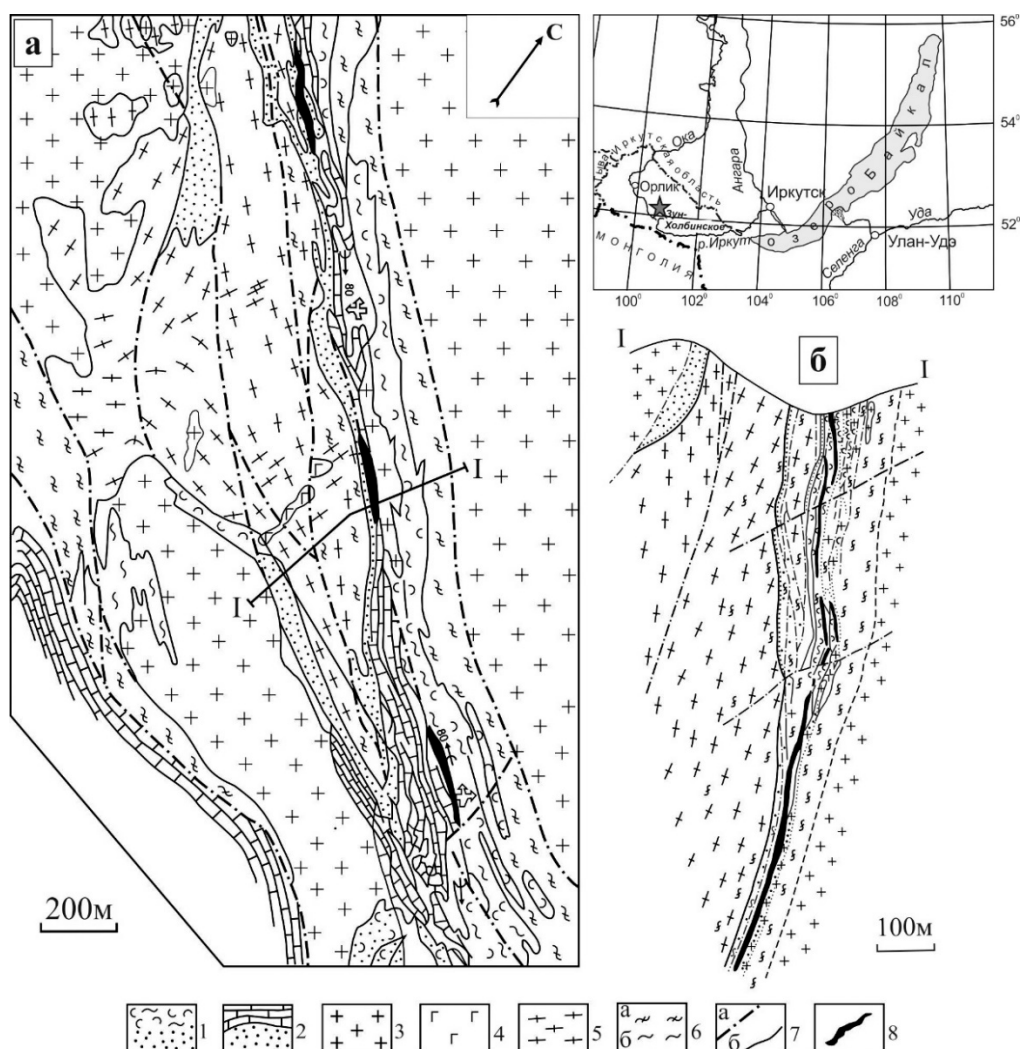


Рисунок 1. Схема геологического строения южной части Зун-Холбинского месторождения: а - план, б - разрез по разведочному профилю I-I.

1 - углеродистые сланцы, вулканыты и туфотурбидиты ильчирской толщи (PR₃); 2 - терригенно-кремнисто-карбонатные отложения иркутской свиты (PR₃); 3 - плагиограниты и гранодиориты сумсунурского комплекса (PR₃); 4 - дайки габбро и габбро-диабазов (PR₃); 5 - гнейсы и гранито-гнейсы Гарганской глыбы (AR₂); 6 - зоны катаклаза (а) и милонитизации (б); 7 - разрывные нарушения (а) и геологические границы (б); 8 –золоторудные тела.

Все породы месторождения подвержены интенсивным тектоническим деформациям и входят в Самарта-Холбинскую сдвиговую зону. Рудовмещающая среда представляет собой вертикально залегающую линзообразную зону крупноблокового тектонического меланжа, в составе которого присутствуют практически все разновидности пород, слагающие Холбинское рудное поле – карбонатные породы, офиолиты, гранитогнейсы, гранитоиды и др. Преобладающие на месторождении кварц-сульфидные жилоподобные рудные тела (минерализованные зоны) не имеют четких геологических границ и представляют собой продукты окварцевания и сульфидизации тектонически раздробленных и гидротермально измененных пород разного состава. Сульфидно-кварцевые жилы присутствуют только на верхних горизонтах месторождения, вблизи дневной поверхности.

Рудная минерализация Зун-Холбинского золоторудного месторождения отличается высокой степенью сложности, отражающей многостадийное рудообразование. Согласно преобладающим рудным минералам, нами были выделены следующие типы руд: сливные пирит-пирротиновые, кварц-карбонат-сульфидные (пиритовые) и кварц-полиметаллические (пирит-сфалерит-галенитовые).

Пирит-пирротиновые тела, относящиеся к одноименному типу руды, фиксируются в виде линз среди околорудных тектонитов и совместно с вмещающими литокомплексами (фрагменты известняков, сланцев, гранитоидов, гранитогнейсов и ультрабазитов) входят в состав образований зоны рудовмещающего меланжа. Следовательно, их формирование связано с дорудным этапом развития Зун-Холбинского золоторудного месторождения. Руды этого типа сложены, главным образом, сульфидными минералами, содержание которых может достигать 90%. Главные сульфидные минералы – пирротин (60-70%) и пирит (25-30%), второстепенные (5-7%) – халькопирит, галенит, сфалерит, арсенопирит.

Кварц-карбонат-сульфидные руды – самый распространенный тип руд на месторождении. Морфологически, руды этого типа представляют собой чередование полос сливных и вкрапленных сульфидных (преимущественно пиритовых) агрегатов с прослоями серого и тёмно-серого кварца, окварцованного серовато-белого карбоната. Главный сульфидный минерал – пирит (70-80 %), второстепенные: халькопирит, галенит, сфалерит. По многим признакам, руды этого типа формировались путем метасоматического замещения пород, входящих в рудовмещающую тектоническую зону.

Кварц-полиметаллические руды представлены системами кварц полисульфидных жил и прожилков, развитых преимущественно в близповерхностных условиях. В некоторых местах, содержание сульфидов может достигать 70 %, хотя чаще жилы относительно малосульфидные. Главные рудные минералы – пирит, сфалерит, галенит, халькопирит.

В целом набор главных рудных минералов одинаков в разных типах руд Зун-Холбинского месторождения: пирит, пирротин, галенит, сфалерит, халькопирит, различаются их количественные соотношения. Среди второстепенных и редких минералов диагностированы арсенопирит, самородный висмут, гессит, тетраэдрит, тетрадимит, шеелит, викингит, а также самородное золото.

Пирит количественно преобладает в рудах и представлен тремя генерациями. Пирит -1 образует округлые зёрна сцементированные сплошным пирротиновым агрегатом. Пирит-2 слагает ромбические, прямоугольные и квадратные зёрна размером от 10-20 мкм до 1 мм. Пирит-3 представлен выделениями неправильной формы с извилистыми очертаниями, которые образуют единую аллотриоморфнозернистую массу с другими рудными минералами.

Для оценки концентрации микропримесей методом LA-ICP-MS были проанализированы пириты из трёх выше описанных типов руд. При сопоставлении данных были установлены некоторые различия в геохимических особенностях разных генераций пиритов. Пирит-1 характеризуется высоким содержанием примесей Co (до 1390 г/т), Ni (до 46.7 г/т) и Cu (до 1287.6 г/т). Содержание Ag достигает 26.7 г/т, а Au около 2.6 г/т. Пирит-2 отличается относительно повышенным содержанием примесей нерудных элементов (Mg (142.5 г/т), Al (73.6 г/т), Si (701.4 г/т), а также Ag – до 50.6 г/т. Содержание золота в пирите-2 немного меньше чем в пирите-1 и составляет 1.99 г/т. Отличительной особенностью пирита-3 является высокое содержание

примеси As, достигающее 450 г/т. Содержания Au и Ag значительно понижены по сравнению с пиритом-1 и пиритом-2 и составляют: Au около 0.65 г/т, а Ag до 3.78 г/т.

Пирротин образует крупнозернистый ксеноморфный агрегат, встречается в составе небольших линзовидных тел сливных пирит-пирротиновых руд.

Сфалерит представлен двумя генерациями. Сфалерит-1 наблюдается в составе пирит-пирротиновых руд, образуя неправильные выделения среди пирротинового агрегата с размытыми границами. Сфалерит-2 встречается в виде прожилков и выделений неправильной формы, которые по краям и по трещинам замещают зёрна пирита в рудах кварц-полиметаллического типа. Так же, отмечается в составе аллотриоморфного агрегата совместно с пиритом-3 и галенитом-2.

Галенит по краям, трещинам и в центральных частях в виде включений развивается по пириту и арсенопириту. Образует единую аллотриоморфную массу с пиритом-3 и сфалеритом-2.

Халькопирит-1 образует небольшие выделения неправильной формы с размытыми границами в рудах первого типа. Халькопирит-2 в рудах кварц-карбонат-сульфидного и кварц-полиметаллического типа замещает зёрна пирита по трещинам образуя прожилковидные выделения и встречается в виде самостоятельных выделений в нерудной массе.

Арсенопирит представлен идиоморфными кристаллами таблитчатой и ромбической формы, иногда со сглаженными краями.

Редкие мелкие выделения самородного висмута, гессита и викингита чаще всего отлагаются в виде ксеноморфных включений в пирите и халькопирите, а также образуют секущие прожилки в галените.

Тетрадимит встречается в виде единичных выделений по краям зерен и трещинам в пирите-2.

Ag-тетраэдрит диагностирован в составе кварц-полиметаллических руд, где находится в ассоциации с галенитом, пиритом и сфалеритом, образуя выделения неправильной формы с округлыми или заостренными краями.

Шеелит диагностирован в виде единичного зерна ромбической формы в околорудном метасоматите, вмещающем кварц-карбонат-сульфидные руды.

Самородное золото в рудах присутствует в виде трех разновидностей:

1. Мономинеральные включения золота в пирите;
2. Золото, приуроченное к трещинам, порам и границам зерен пирита-2
3. Полиминеральные сростания золота с другими рудными минералами- халькопиритом, сфалеритом, галенитом.

Золото первой группы слагает округлые, столбчатые, каплевидные включения в пирите-2, что может свидетельствовать о сингенетичности золота с пиритом. Пробность золота в данном соотношении варьирует от 646 до 926 %.

Минералы золота второй группы представляют собой прожилки, а также округлые, серповидные, каплевидные и выделения неправильной формы с извилистыми очертаниями, которые отлагаются по трещинам, порам и располагаются на границах зерен пирита-2. Золото этой группы отлагалось после образования пирита-2. Пробность золота в данном соотношении варьирует от 467 до 860 %.

В третью группу входят выделения золота, которые ассоциируют с другими рудными минералами (халькопиритом, галенитом и сфалеритом) и образуют полиминеральные агрегаты, слагающие выделения неправильной формы в пирите-2. Морфология золота и ассоциирующих минералов свидетельствует об их появлении позже пирита-2. Пробность золота в данной группе варьирует от 469 до 821 %.

Кроме пирита-2, самородное золото встречается в виде включений округлой и каплевидной формы непосредственно в кварце и карбонате. Взаимоотношения зерен золота с кварцем и карбонатными минералами может свидетельствовать об их синхронном образовании. Пробность золота варьирует от 634 до 813 %.

В пирит-пирротиновом типе, самородное золото встречается в виде ксеноморфных вытянутых и прожилковидных золотин, а также выделений неправильной формы с извилистыми

очертаниями. Местами самородное золото замещает краевые части зерен пирротина. Такие соотношения свидетельствуют об эпигенетическом характере золота по отношению к пирротину. Пробность золота варьирует от 693 до 732 %.

Здесь следует отметить, что интервалы значений пробности золота во всех перечисленных вариантах соотношений с рудными минералами перекрываются. Золото, находящееся в ассоциации с самородным висмутом, имеет низкую пробность и отвечает по составу кюстелиту. Наблюдения закономерностей изменения пробности самородного золота на разных гипсометрических уровнях исследуемых штольневых горизонтов, показали отсутствие связи химического состава золота с глубиной залегания руд – интервалы пробности золота на разных уровнях перекрываются.

Проведенные минералогические исследования позволили определить общую последовательность минералообразования. По многим признакам, линзы пирит-пирротинового состава представляют собой реликты первичных субмаринных гидротермально-осадочных сульфидных руд (Жмодик, 2008), формирование которых происходило задолго до становления современной структуры Зун-Холбинского месторождения. Это позволяет отнести пирит-пирротинный тип оруденения к дорудному этапу. Следовательно, на этом этапе происходило массовое отложение пирита-1, который цементировался сплошным пирротинным агрегатом, в котором отмечаются выделения сфалерита-1 и халькопирита-1.

Формирование главных руд месторождения происходило на кварц-карбонат-сульфидной стадии, где происходило отложение основного количества кварца, массовое образование пирита-2, а также, в небольших количествах, отлагался арсенопирит, шеллит и милерит. Вместе с минералами этой же стадии происходило отложение самородного золота первой разновидности, а также выделения, которые замещают краевые части пирротинных руд.

На следующей стадии происходило отложение минералов кварц-полиметаллической ассоциации. Корродированные участки пирита-2 залечиваются галенитом-2, сфалеритом-2, халькопиритом-2 и пиритом-3. Так же, в ассоциации с выше упомянутыми минералами образуется Ag-тетраэдрит. На этой стадии происходит отложение самородного золота второй и третьей разновидности.

Редкие минералы – тетрадимит, гессит, викингит и самородный висмут координируют пирит-3 и присутствуют в виде секущих прожилков в галените. Характер выделений редких минералов свидетельствует об их отложении после всех вышеперечисленных ассоциаций, что позволяет выделить позднюю Vi-теллуридную ассоциацию.

Показаны четыре последовательные минеральные ассоциации, отвечающие дорудному этапу и стадиям рудообразующего процесса. Черным цветом – главные минералы, оранжевым – второстепенные, голубым – редкие, жёлтым – золото.

Геохимическая характеристика руд приводится по данным РФА-СИ анализа выборки из 295 проб руд разных типов и околорудных метасоматитов. Главными компонентами руд являются такие элементы как Fe, Cu, Zn, Pb, As, Cd, Co, Ni, Sb, Ag. Выделенные типы руд отличаются по распределению элементов-примесей. В частности, пирит-пирротинные руды характеризуются самыми низкими содержаниями главных рудообразующих компонентов – Cu, Zn, Pb, As (за исключением Fe). Тогда как руды кварц-полиметаллического типа содержат максимальные концентрации таких элементов как Pb, Zn, Cu, а также Sb, Sn, Cd, Ag.

| Минералы | Дорудный этап | Ассоциации рудного этапа | | |
|---------------|-------------------------------|---------------------------|-------------------------|----------------|
| | Пирит-пирротиновая ассоциация | Кварц-карбонат-сульфидная | Кварц-полиметаллическая | Vi-теллуридная |
| Кварц | ■ | ■ | ■ | |
| Карбонат | ■ | ■ | ■ | |
| Пирит-1 | ■ | | | |
| Пирит-2 | | ■ | | |
| Пирит-3 | | | ■ | |
| Пирротин | ■ | | | |
| Галенит-1 | | ■ | | |
| Галенит-2 | | | ■ | |
| Сфалерит-1 | ■ | | | |
| Сфалерит-2 | | | ■ | |
| Халькопирит-1 | ■ | | | |
| Халькопирит-2 | | | ■ | |
| Арсенопирит | | ■ | | |
| Самородный Vi | | | | ■ |
| Гессит | | | | ■ |
| Шеелит | | ■ | | |
| Тетрадимит | | | | ■ |
| Викингит | | | | ■ |
| Ag-Тетраэдрит | | | ■ | |
| Миллерит | | ■ | | |
| Золото | | ■ | ■ | ■ |

Рисунок 2. Последовательность отложения минералов кварц-сульфидных руд Зун-Холбинского месторождения.

Руды кварц-полиметаллического типа концентрируются на верхних горизонтах, что обуславливает наличие грубой вертикальной зональности – в приповерхностных частях руды обогащены элементами полиметаллической ассоциации. В то же время, в рудах кварц-карбонат-сульфидного типа явно выраженной вертикальной геохимической зональности не наблюдается. Изменения содержаний примесных компонентов обусловлены не положением рудных тел в вертикальном разрезе, а составом вмещающего субстрата. Так, вблизи дайки лампрофиров в рудах появляется Vi-содержащая минерализация (самородный висмут, тетрадимит, викингит), и, соответственно, повышены концентрации Vi и Mo. Участки, где в составе оруденения присутствуют фрагменты лиственитов, характеризуются развитием Ni-Co минерализации (миллерит, пентландит и др.) и повышенными концентрациями Ni и Co. Таким образом на Зун-Холбинском месторождении выделено три основных типа руд, различающиеся по минеральному составу главных рудных минералов: пирит-пирротиновые, кварц-карбонат-сульфидные и кварц-полиметаллические. Определена общая последовательность и выделены этапы и стадии рудообразования. Так, кроме пирит-пирротиновых тел, которые образовались в дорудный этап, установлено три последовательных стадии минералообразования: кварц-карбонат-сульфидная, кварц-полиметаллическая и Vi-теллуридная. Выявлены некоторые геохимические особенности

руд и геохимические особенности пиритов. Установлена зависимость состава примесных минеральных ассоциаций от рудовмещающих породных комплексов.

Исследования выполнены в рамках государственного задания ГИН СО РАН при финансировании Министерства науки и высшего образования Российской Федерации (проект № АААА-А17-117011650012-7), при частичной финансовой поддержке РФФИ, грант № 18-05-00489а.

Гордиенко И. В., Рошкетаяев П. А., Гороховский Д. В. Окинский рудный район Восточного Саяна: геологическое строение, структурно-металлогеническое районирование, генетические типы рудных месторождений, геодинамические условия их образования и перспективы освоения // Геология рудных месторождений. 2016. № 5. С. 405–429.

Жмодик С. М., Миронов А. Г., Жмодик А. С. Золотоцентрирующие системы офиолитовых поясов (на примере Саяно-Байкало-Муйского пояса). Новосибирск: Академическое изд-во «ГЕО». 2008. 304 с.

Миронов А. Г., Рошкетаяев П. А., Жмодик С. М., Куликов А. А., Карманов Н. С. Зун-Холбинское золоторудное месторождение // Месторождения Забайкалья. Чита-Москва, 1995. С. 56-66.

Особенности самородного золота из зон межформационных контактов на полуострове Канин Нос

Павлова М.А.¹

¹СПбГУ ИНОЗ, г. Санкт-Петербург, milana.a.pavlova@yandex.ru

Полуостров Канин Нос территориально входит в состав Ненецкого автономного округа (Архангельская область), с точки зрения геологического расположения относится к Тимано-Печорской плите. В строении территории участвуют два структурных этажа, нижний сложен дислоцированными метаморфизованными породами протерозоя, а верхний – слабо деформированными толщами палеозоя-кайнозоя (Горноста́й, 1984).

В 2018 году в ходе работ ФГБУ «ВСЕГЕИ», были описаны и опробованы два межформационных контакта между породами протерозойского и палеозойского возрастов.

Первый (силур/рифей) располагается на северо-восточном склоне хребта и обнажается в берегах р. Рыбная, представляет собой контакт с угловым несогласием между известняками силура (аз. пад. $38^{\circ} \angle 26^{\circ}$) и метаморфизованными кварц-серицитовыми сланцами рифея (аз. пад. $214^{\circ} \angle 53^{\circ}$). Непосредственно в сланцах присутствуют карманы, заполненные конглобрекцией с известковым цементом. Обломочный материал представлен преимущественно разрозненными фрагментами подстилающих метаморфизованных алевролитов и редкими окатанными кварцевыми гальками в железистой рубашке.

Второй контакт (девон/рифей), с большей разностью во времени, вскрыт впервые, расположен в бортах реки Талянаяха (юго-восточный склон кряжа). В горной выработке обнажаются терригенные, грубозернистые, слабо литифицированные породы верхнедевонского возраста (аз. пад. $213^{\circ} \angle 59^{\circ}$), несогласно налегающие на кристаллосланцы верхнего рифея (варысальская свита), образованные по алевролитам и песчаникам (аз. пад. $217^{\circ} \angle 21^{\circ}$). Терригенные толщи девона таяокуяхинской свиты представлены ритмичным переслаиванием пород разной зернистости – от слюдистых алевролитов, олигомиктовых, слюдисто-кварцевых песчаников до конгломератов. Гальки в наиболее крупных разностях в основном кварцевые, однако, значительную часть составляют окатанные обломки подстилающих пород – алевролитов, а в базальных частях – метаморфических сланцев и кварцитопесчаников фундамента. Матрикс чаще сложен крупнозернистым с низкой степенью окатанности песчаником, сложенным гранатом (составляет до 75 % матрикса), кварцем, слюдами, а также обломками нижележащих пород. Цемент карбонатный, реже слюдистый, кремнистый.

Аналогичный, только с субгоризонтальным залеганием слоев, разрез можно встретить и на северо-западном склоне кряжа в берегах р. Мурсейяха. Здесь проведено мелкообъемное (50-100 л) шлиховое опробование структурного элювия верхнего девона, а также взяты пробы из четвертичных конгломератов и аллювиальных отложений, залегающих непосредственно на вышеупомянутых породах. Серый шлик зачастую имел отчетливо розовый цвет из-за высокого содержания гранатов в породе. Поэтому выход шлика в каждой пробе весьма велик. Весь гранат, ильменит, амфибол, пироксен и гематит извлекаются в парамагнитную фракцию. Преобладающими минералами немагнитной фракции являются циркон, рутил, пирит, апатит, в меньшие степени лейкоксен, турмалин и кианит.

В четырех пробах обнаружено 12 весьма крупных золотинок (рис. 1) размером от 70 до 600 мкм. Золотины из коренных пород (D_3) имеют преимущественно изометрическую форму, на поверхностях наблюдаются многочисленные тонкие царапины, вмятины, а также бурые пленки (возможно продукты окисления сульфидов). В целом, ростовые поверхности преобладают над деформационными. В зернах нередко наблюдается нормальная ростовая зональность с понижением пробыности золота к периферии. Значения пробыности золота варьируют в широких пределах – от 781 до 1000, из примесей установлены Cu – до 0,51%, Ag – до 25,1% и Hg – до 2,67% (рис. 2).

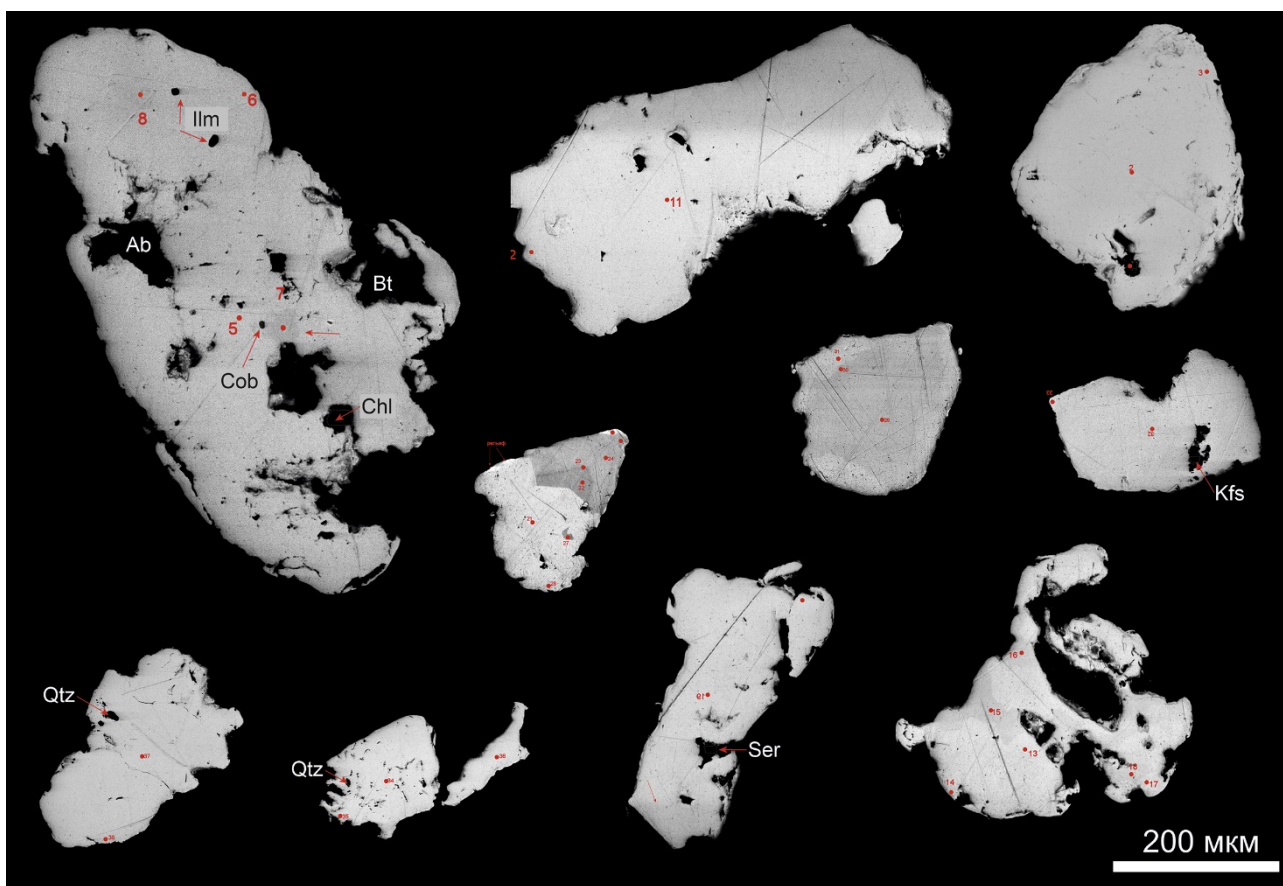


Рисунок 1. СЭМ-фото самородного золота р. Мурсейяха. Зерна № 1, 4, 5, 6, 8, 9 – из конгломератов позднедевонского возраста, № 10, 11 – четвертичного, № 12, 13 – современных аллювиальных отложений.

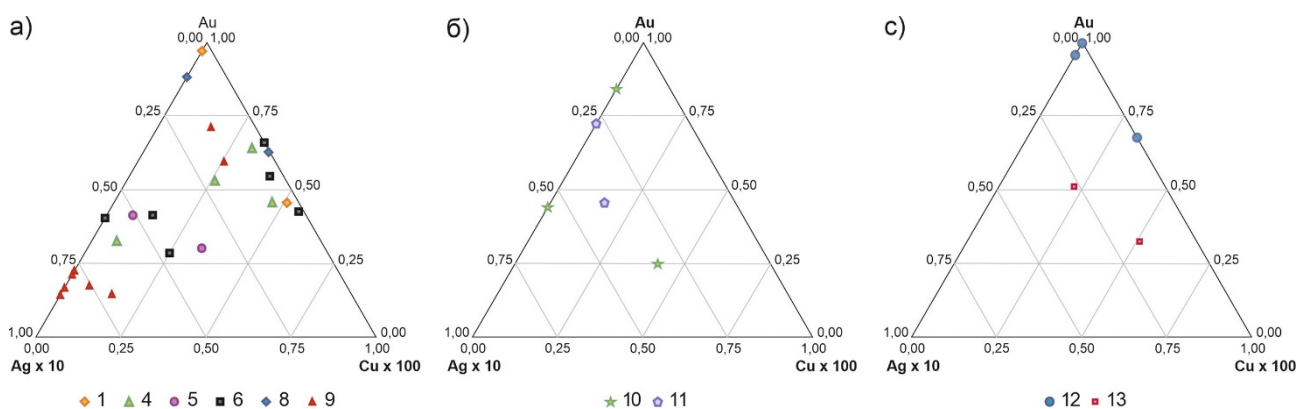


Рисунок 2. Диаграммы составов россыпного золота из а) коренных пород верхнего девона, б) конгломератов четвертичного возраста, в) современных аллювиальных отложений, р. Мурсейяха.

Номера обозначений соответствуют номерам золотинок на рис. 1.

Выделенные из более молодых пород (четвертичных отложений, включая современный аллювий) золотины значительно более уплощенные, окатанные, заметно меньшего размера. Присутствуют зерна и с обогащенными, в некоторой степени пористыми каймами (см. рис. 1. Зерно № 10), что характерно для древних россыпей.

Характерной особенностью золотинок является обилие разнообразных минеральных включений, таких, как ильменит, кобальтин, хлорит, биотит, альбит, серицит, кварц и калиево-натриевый полевой шпат. Данная ассоциация вполне соответствует минеральному составу метаморфизованных в зеленосланцевой фации сланцев рифея и нередко встречающимся в них кварцевым жилам, что подтверждает предположения о принадлежности источника золота

породам фундамента. Примесь меди в самородном золоте обычно связывается с благороднометальным оруденением основных пород или метасоматитов по ним. Так, в сланцах рифея регулярно встречаются дайки долеритов позднедевонского возраста, которые обнажаются в районах рек Таяокуяха и Мурсйяха. По некоторым данным на Пай-Хое позднедевонские долериты несут благороднометальную минерализацию (Шайбеков, 2013).

В целом, стоит отметить сложную морфологию зерен, которая, как и наличие множества разных минеральных включений, характеризует очень недалекий снос.

Исходя из выше сказанного можно сделать вывод, что коренные породы девонского и четвертичного возраста являются промежуточными коллекторами в значительной степени разнесенными во времени, но при этом близкие по расположению.

Автор выражает благодарность Д. А. Варламову Институт экспериментальной минералогии за помощь в проведении аналитических работ, С.В. Петрову доц. каф. ГМПИ СПбГУ ИНоЗ, Д.В. Зархидзе, Л.И. Богатыреву и А.Е. Цыбульской отдел РГПИИПТ ФГБУ «ВСЕГЕИ» за помощь в проведении исследований и консультации.

Горноста́й Б. А. (отв. испол.) Отчет о групповой геологической съемке м-ба 1:50000 и поисках проведенных на территории листов R-38-111-Г, 123Б, 124АБВГ, 125АВГ, 126Ввг, Гвг, 137Аб, Баб, 138АБ, Гб, 139АБ, Ваб, Габг, 140Авг, Бвг, В, Г, 141ВГ, 142В; Q-38-8-Баб, 9АВГ, 10АВ на п-ве Канин. Архангельское ПГО, Тиманская ГРЭ, Нарьян-Мар, 1984. С. 1571.

Шайбеков Р.И. Платиносульфидная минерализация в габбро-долеритах Пай-Хоя. Сыктывкар. 2013. С. 108.

Типоморфизм шлихового золота Кыввожского района (Средний Тиман)

Пархачева К.Г.¹, Глухов Ю.В.¹, Сокерин М.Ю.¹

¹ИГ ФИЦ Коми НЦ УрО РАН, г. Сыктывкар; ksparhacheva@yandex.ru

Исследуемая территория расположена в пределах Кыввожской золотороссыпной площади на Вольско-Вымской гряде Среднего Тимана. В этом районе известны две россыпи — Среднекыввожская и Кыввожская, отработка которых проводилась в 2017 г. На данный момент актуальным остается вопрос о коренных источниках россыпного золота.

Для изучения типоморфизма россыпного золота отбирались шлиховые пробы из современного руслового и пойменного аллювия, террасовых отложений и разборного плотика (сланцевых щеток) с Димтемьельского, Кыввожского, Левокыввожского, Среднекыввожского, Покъюского и Чёрнокедвинского участков исследуемой площади.

Большая часть изученного золота характеризуется красновато-жёлтым цветом, разнообразной формой и размерами. В кавернах, ямках и на сгибах частиц наблюдаются примазки серых или буроватых глинистых минералов. Иногда отмечаются чёрные и красно-бурые корки, оксигидроксидов марганца и железа. По гранулометрическому составу преобладает золото весьма мелкого (+0.1–0.25 мм) и мелкого (+0.25–1.0 мм) классов. Реже встречается тонкое (+0.05–0.1 мм) и крупное золото (+1.0–2.0 мм).

По степени окатанности изученное золото условно поделено на пять групп (рис. 1). Первая группа – это неокатанное золото. Такие частицы в Кыввожском районе отмечаются крайне редко и в сумме составляют 1%. Ко второй группе относится неокатанное и слабоокатанное золото, имеющее максимальную сохранность первоначального (рудного) облика. Это немногочисленная группа (13%), представляющая собой широкий спектр угловатых, незначительно обмятых частиц золота. Третья группа объединяет полуокатанное золото, имеющее как угловатые, так и полностью сглаженные выступы на поверхности. Такое золото наиболее распространено в этом районе (43%). В четвертую группу входит хорошо окатанное золото с полностью сглаженными плавными выступами и основательно затёртым грубым микрорельефом. Данная группа также является многочисленной (37%). Пятую группу составляет совершенно окатанное золото. Такие частицы встречаются редко, около 6%.

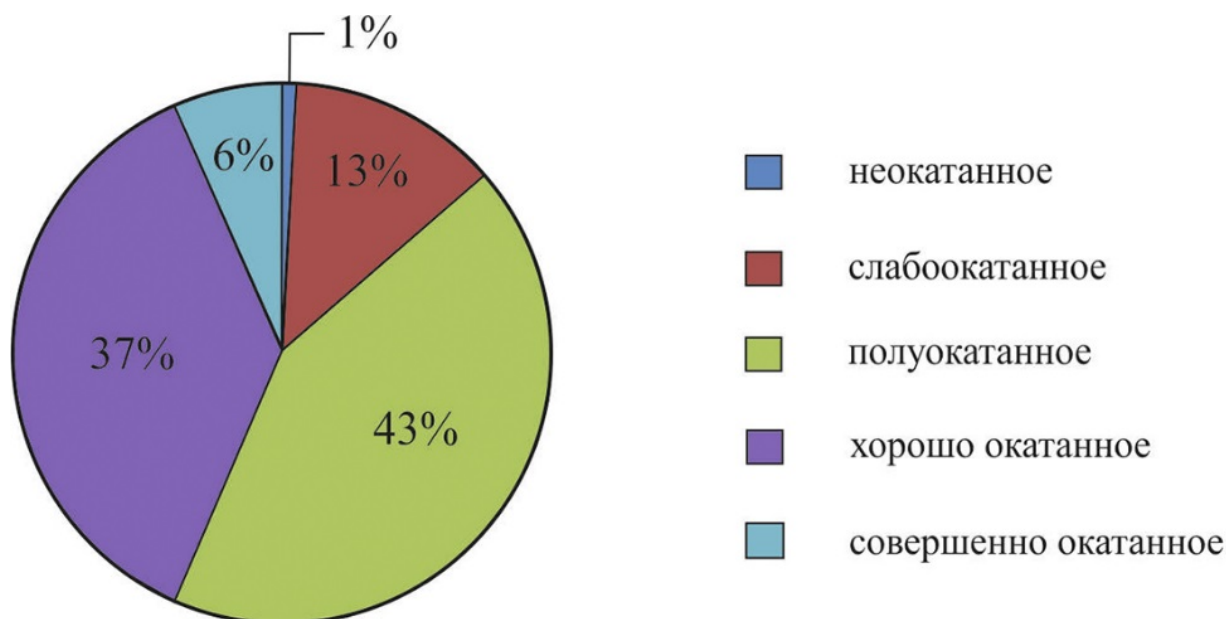


Рисунок 1. Диаграмма распределения золота по степени окатанности на Кыввожской золотороссыпной площади.

Для шлихового золота, отобранного из аллювиальных отложений исследуемого района, характерно преобладание чешуйчатых и пластинчатых форм зёрен со средней степенью окатанности. Однако наблюдаются и различия по морфологии на отдельных участках. Для Кыввожского участка золота характерны специфичная угловатость, вызванная вероятно повторными деформациями, и бугристо-ямчатая поверхность, создающая своеобразный «землистый» облик. Для верхнего течения долины руч. Средний Кыввож - мелкие уплощенные чешуйчатые частицы хорошей окатанности. На участке Димтемьёл отмечаются повышенное количество хорошо окатанных умеренно-уплощённых лепёшковидных частиц. Среди золота, отобранного из аллювия руч. Левого Кыввож часто встречается хорошо- и среднеокатанные, сильно- и умеренноуплощённые лепёшковидные и пластинчатые частицы. Характеризуя поверхность золота руч. Левого Кыввожа можно отметить присутствие специфичного бугорчато-ямчатого микрорельефа, как и у Кыввожского золота, позволяющее прогнозировать в данном районе наличие древних золотоносных долинных комплексов. Элементы повторной деформации распространены весьма широко и обнаруживаются почти у 90% всех частиц золота.

По особенностям внутреннего строения выделяется однородное гомогенное и неоднородное с блочно-мозаичной структурой золото. Постоянной примесью в них является серебро, спорадически присутствует ртуть (до 4,3 мас. %). Золото с гомогенным серебрясодержащим составом внутренней области на изучаемой площади распространено повсеместно, преимущественно на Среднекыввожском, Димтемьёльском и Покьюском участках. Содержание серебра в однородном гомогенном золоте колеблется от 1,5 до 29,3 мас.% Стоит отметить, что в аллювии притоков руч. Левый Кыввож и р. Черная Кедва часто встречается чистое весьма высокопробное золото.

Золото с неоднородной блочно-мозаичной (трещинно-блочной) структурой неоднородное. Основная часть частиц (фоновая матрица) с блочной структурой имеет, как правило, весьма высокопробный состав (972–995‰), содержания серебра в них составляет первые единицы массовых процентов. Пронизывающие блочное золото низкопробные прожилки и зоны «цементации блоков» характеризуются нечеткой зональностью, в них содержание серебра варьирует от 12 до 71 мас.%. Однако существуют и весьма высокопробные зонки и прожилки.

В Кыввожском районе такой тип внутреннего строения золота распространен так же, как и гомогенный, повсеместно. Но преобладает всё-таки на Кыввожском участке, где даже выявлена зона, в которой этот тип является единственным. Еще одна особенность золота с блочной структурой выражена в частом присутствии микровыделений рудных минералов, в частности халькопирита, галенита и карбонатной фаза (Глухов и др. 2018). Изучение блочного золота Кыввожского россыпного узла, показывает, что помимо сульфидов меди и свинца в нём есть также микровыделения сурьмяных, мышьяковых и висмутовых минералов (включая самородный висмут), содержащих никель и кобальт. Так, при помощи электронного микронзонда были обнаружены кобальтин, герсдорфит, ауристибит, галенобисмутит (рис.2) (Глухов и др. 2020). При этом наиболее частыми и крупными включениями в золоте являются всё же кварц и агрегаты серицита.

Происхождение золота с блочной мозаичной структурой вероятно обусловлено процессами перекристаллизации, которые привели к перераспределению золота и серебра и появлению специфичной рудной ассоциации микроминералов.

У большей части золотин имеются высокопробные прерывистые или сплошные тонкие каймы, что указывает на пребывание золота в обстановках выветривания. Кроме того, данная особенность также говорит о том, что в основной своей массе золото кыввожской площади связано с одним и тем же эрозионно-денудационным (палеоген-неогеновым?) событием, приведшим к образованию золотоносной палеодолины (Дудар, 1996).

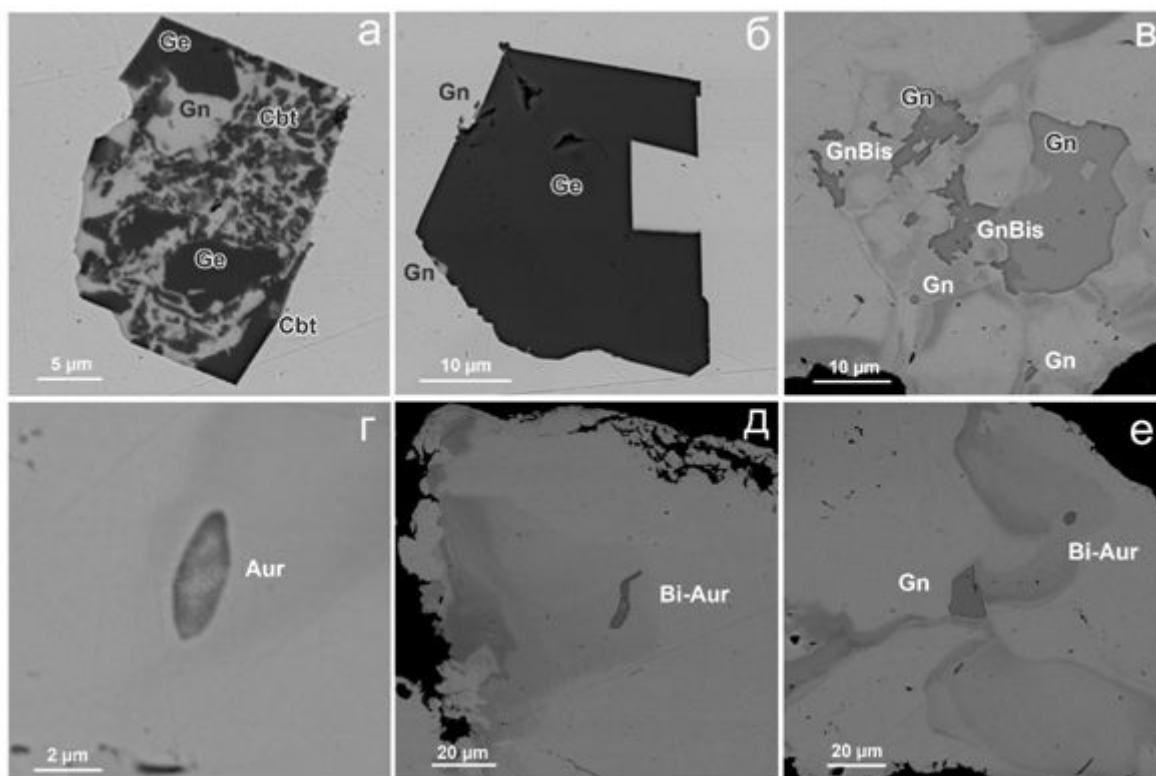


Рисунок 2. Минеральные включения в золоте Кыввожского участка.

а – герсдорфит, галенит, кобальтин; б – герсдорфит, галенит; в – галенит, галенобисмутит; г – аурустибит; д – Bi-аурустибит; е – галенит, Bi-аурустибит. Условные названия минеральных фаз: Gn – галенит, Aur – аурустибит, Bi-Aur – Bi-аурустибит, Ge – герсдорфит, Cbt – кобальтин, GnBis – галенобисмутит. Tescan VEGA 3LMN: обратно-рассеянные электроны.

Установленные отличия в соотношении типов внутреннего строения, набора и распространенности минеральных микровключений у золота из различных участков Кыввожского золотороссыпного поля, свидетельствуют об отчётливой гетерогенности его источников. Так, например, халькопирит чаще встречался в золоте Среднекыввожского участка, а вот сурьмяные и мышьяковые микроминералы в золоте этого участка – редкость. Весьма специфичным оказался состав включений и самого золота на Левокыввожском участке. Здесь в составе некоторых золотин был обнаружен палладий в количестве 1- 2 мас. %. Также относительно частыми были находки медистого золота (от нескольких единиц до 17 мас. % Cu).

Глухов Ю.В., Кузнецов С.К., Савельев В.П., Котречко Е.Ю. Золото из аллювиальных отложений Среднего Кыввожа (Вольско-Вымская гряда, Тиман) // Известия Коми НЦ УрО РАН. 2018г. №1 (33). С.49-59.

Глухов Ю.В., Сокерин М.Ю, Шайбеков Р.И., Пархачева К.Г. Особенности внутреннего строения Кыввожского района (Средний Тиман) // Современные проблемы теоретической, экспериментальной и прикладной минералогии (Юшкинские чтения — 2020). Сыктывкар: Геопринт, 2020. С.30-31.

Дудар В. А. Россыпи Среднего Тимана // Руды и металлы/ 1996, № 4. С. 80–90.

Оливин из щелочных и ультрамафических лампрофиров Кольской щелочной провинции: петрографическое положение, вариации составов и происхождение

Пересецкая Е.В.^{1,2}, Возняк А.А.², Носова А.А.²

¹ МГУ им. М.В. Ломоносова, Москва, Россия, ekaterina.peresetskaya@gmail.com

² ИГЕМ РАН, Москва, Россия

Кольская магматическая провинция расположена в северной части Балтийского щита и включает в себя крупнейшие плутоны агпайтовых сиенитов, карбонатитовые интрузивы, многочисленные дайки щелочных пород, возраст которых составляет 380–360 млн. лет (Kramm et al., 1993). Проявления дайкового магматизма занимают в этом регионе значительное место как по объемам внедрившегося расплава, так и по распространенности (Арзамасцев и др., 2009). Наиболее крупные скопления даек, как правило, приурочены к щелочным массивам. Нами были изучены рои даек щелочных и ультрамафических лампрофиров районов Кандалакши и Турьего Мыса (приурочены к Кандагубскому и Турьинскому карбонатитовым массивам соответственно), расположенных на северо-западном побережье Кандалакшского залива на протяжении около 250 км друг от друга.

Айликиты Кандалакши и мончикиты Турьего мыса содержат фенокристы оливина, состав которых может предоставить информацию о минералогии мантийного источника, метасоматических реакциях, происходящих в нем, а также о ранних этапах эволюции магм, формировавшим Кольскую щелочную провинцию (Sobolev et al., 2007, Foley et al., 2013).

Оливин из айликитов Кандалакши имеет преимущественно идиоморфную или субидиоморфную форму (рис.1а, б). Магнезиальность составляет 84,1-87,5, содержание Ni варьирует в пределах 1200-2400 ppm, Cr – 200-600 ppm, характерны высокие содержания Mn (1500 - 2400 ppm) и Ca (2400 до 3800 ppm).

Для оливина из пород Кандалакши характерна нормальная (рис.1а) или обратная (рис.1б) зональность.

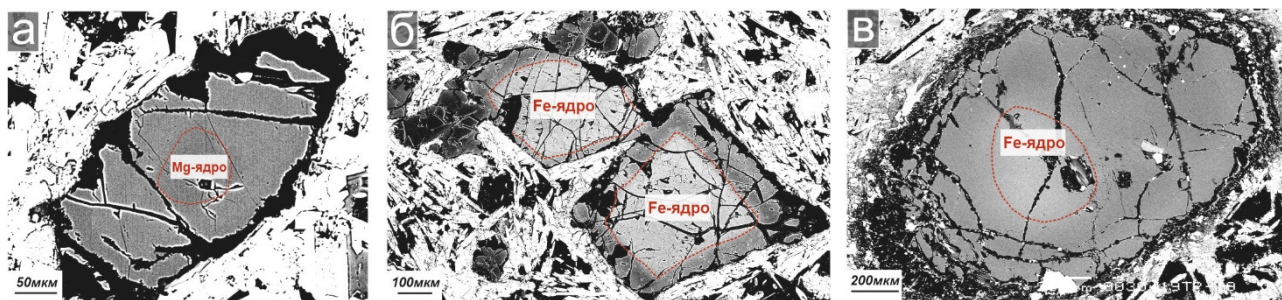


Рисунок 1. Зональные макрокристы оливина из пород Кандалакши и Турьего Мыса: а - оливин с магнезиальным ядром из айликита Кандалакши, обр. 18КЛ-05, б - оливин с железистым ядром из айликита Кандалакши, обр. 18КЛ-05, в – оливин с железистым ядром из мончикита Турьего Мыса, обр.19ТР-19.

Магнезиальность железистых ядер составляет 85,5-86,0 (рис.2), содержание Ni – 2000-2200 ppm. Магнезиальные ядра (Mg# 86,7-87,5) содержат более высокие концентрации Ni (2200-2700 ppm). Каймы в среднем имеют промежуточные по отношению к двум типам ядер составы. Кроме того, в зернах оливина из айликитов Кандалакши встречаются зоны, обогащенные Fe (Mg# 84-85), для которых также характерно пониженное содержание Ni (1300-1450 ppm).

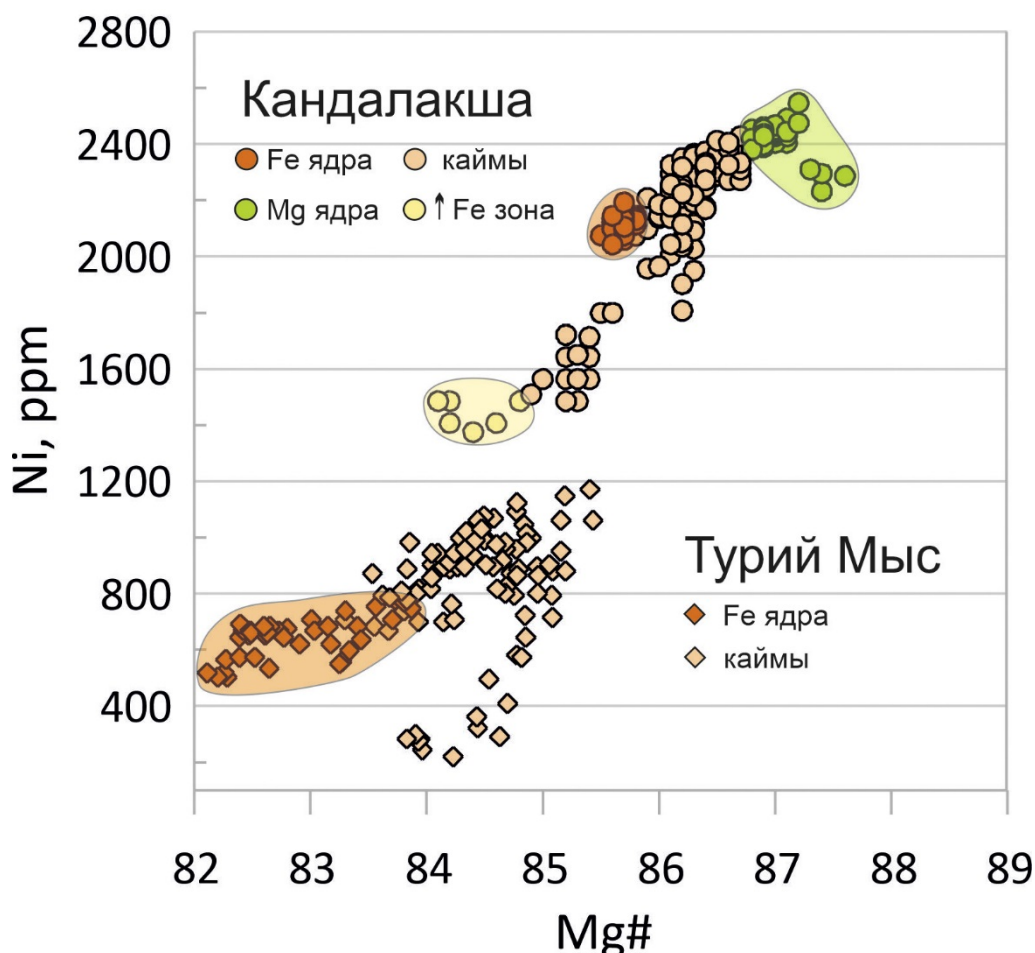


Рисунок 2. Диаграмма Mg#-Ni для оливинов из пород Кандалакши и Турьего Мыса.

Оливин из мончикитов Турьего Мыса имеет округленную субидиоморфную форму, для него характерны пониженные (относительно оливинов из айликитов Кандалакши) магнезиальность (82,1-85,4) и содержания Ni (400-1200 ppm), Cr (0-200 ppm). По содержаниям Са и Mn оливины из мончикитов Турьего Мыса подобны оливинам из айликитов Кандалакши.

Оливину из пород Турьего Мыса свойственна обратная зональность (рис. 1в), то есть ядра имеют меньшую магнезиальность по сравнению с каймами (рис. 2). Магнезиальность железистых ядер составляет 82-84, содержание Ni – 500 – 750 ppm. Магнезиальность кайм варьирует от 83,5 до 85,4, содержание Ni повышено относительно ядер и составляет в среднем 600-1200 ppm.

На диаграмме Mg#-Ni (рис. 2) для Турьего Мыса и Кандалакши наблюдаются тренды понижения содержания никеля со снижением магнезиальности, что отражает фракционную кристаллизацию. Геохимическое моделирование фракционной кристаллизации оливина показывает, что оливины из айликитов и мончикитов, вероятно, образовались не из единого расплава. Этот вывод подтверждается существенной разницей в концентрациях переходных элементов (Cr, Ni).

Работа выполнена при финансовой поддержке Российского научного фонда, грант No. 19-17-00024.

Арзамасцев А.А., Федотов Ж.А., Арзамасцева Л.В. Дайковый магматизм северо-восточной части Балтийского щита / СПб.: Наука, 2009. 383 с.

Foley S.F., Prelevic D., Rehfeldt T., Jacob D.E. Minor and trace elements in olivines as probes into early igneous and mantle melting processes // Earth Planet Sci Lett. 2013. 363:181–191.

Kramm U., Kogarko L.N., Kononova V.A., Vartiainen H. The Kola Alkaline Province of the CIS and Finland: Precise Rb-Sr ages define 380-360 age range for all magmatism // Lithos. 1993. Vol.30. P.33-44.

Sobolev A.V., Hofmann A.W., Kuzmin D.V. et al. The amount of recycled crust in sources of mantle-derived melts // Science. 2007. 316:412–417.

Применение Sm-Nd, Lu-Hf и U-Pb изотопных систем для решения вопроса о возможных источниках пород потуданского гранитоидного комплекса (Волго-Донской ороген)

Петракова М.Е.^{1,2}, Балтыбаев Ш.К.¹

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

²Воронежский государственный университет, г. Воронеж

Lu-Hf и Sm-Nd изотопные системы ведут себя сходным образом в породах магматического происхождения (Salters and White, 1998; Vervoort et al., 1999), несмотря на некоторые различия свойств химических элементов: в Sm-Nd системе материнский Sm и дочерний Nd относятся к лантаноидам, в Lu-Hf системе – только материнский Lu – элемент из группы лантаноидов, а дочерний Hf к ним не относится. При этом Hf по своим химическим свойствам он близок к Zr, поэтому больше всего его накапливается в минерале-концентраторе цирконе.

Благодаря тому, что в процессе магматической дифференциации отношения Sm/Nd и Lu/Hf ведут себя когерентно, в обедненных источниках будут наблюдаться повышенные Lu/Hf и Sm/Nd отношения, а в обогащенных – пониженные. Это объясняется тем, что обогащенное вещество, которое отделяется от примитивной мантии на протяжении всей истории Земли, имеет более низкие Lu/Hf и Sm/Nd отношения, а обедненный рстит, комплементарно, приобретает более высокие Lu/Hf и Sm/Nd отношения. Но для пород магматического происхождения положительная корреляция изотопных отношений $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ и $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$, и соответственно корреляция величин $e\text{Nd}(T)$ и $e\text{Hf}(T)$ наблюдается при условии, что эти системы развивались закрыто и породы не подвергались существенным наложенным преобразованиям. Схожесть поведения Lu-Hf и Sm-Nd изотопных систем позволила выявить вполне устойчивый тренд в координатах $e\text{Nd}(T)$ и $e\text{Hf}(T)$, где линия (или - с учетом погрешности - полоса) корреляционной зависимости между указанными величинами в породах магматического генезиса была названа Terrestrial Array (ТА – земной совокупностью, Vervoort et al., 1999 и ссылки в ней).

В предлагаемой работе предпринята попытка использовать данные по Sm-Nd и Lu-Hf изотопным системам, полученным для одной из разновидностей пород потуданского комплекса (Волго-Донской ороген), чтобы выяснить геохимический источник, из которого могли образоваться изучаемые магматические породы. Также необходимо было проверить, в какой степени совпадает положение фигуративных точек $e\text{Nd}(T)$ и $e\text{Hf}(T)$ с общим трендом ТА, чтобы прояснить вопрос о сохранности Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем в породе и оценить вероятность контаминации пород комплекса коровым материалом.

Исходя из особенностей концентрации элементов модельных Sm-Nd и Lu-Hf изотопных систем, при расчете величины начального отношения изотопов неодима $e\text{Nd}(T)$, мы будем характеризовать породу, а при расчете величины $e\text{Hf}(T)$, определенной по измерениям в цирконе, будем характеризовать породу в тот этап ее становления, когда кристаллизовался данный циркон из магматического расплава.

Потуданский комплекс находится в Донском террейне Волго-Донского орогена, который образовался в результате коллизии архейских сегментов Сарматии и Волго-Уралии 2.1 млрд лет назад (Бибикова и др., 2009). Породы комплекса дифференцированы от кварцевого монцогаббро до гранодиорита, являются железистыми, а по содержанию щелочей варьируют от известково-щелочной до щелочной серии; по концентрациям K_2O кварцевые монцогаббро тяготеют к шошонитовой серии. Породы имеют сильно фракционированные спектры распределения REE, обогащены крупноионными литофильными элементами (LILE) Rb и Ba, отмечаются умеренные концентрации Th, U, Ti и обеднение по Nb и Sr. Отрицательная Eu аномалия указывает, что существенную роль во фракционировании магмы сыграла кристаллизация плагиоклаза.

Результаты U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf изотопных исследований приведены в таблице 1.

Таблица 1. Результаты U-Pb, Sm-Nd и Lu-Hf изотопных исследований пород потуданского и мамонского комплексов.

| Sm-Nd данные | | | | | | | | | |
|-----------------------|-----------|--------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|-----------------------------------|--------|--------------------|--------------------|
| Комплекс | Проба | Sm, ppm | Nd, ppm | $^{147}\text{Sm}/^{144}\text{Nd}$ | $^{143}\text{Nd}/^{144}\text{Nd}$ | Возраст U-Pb | eNd(T) | T(DM) ₁ | T(DM) ₂ |
| Потуданский | 6418/66.0 | 15.67 | 94.75 | 0.1000 | 0.511136 | 2061 | -3.7 | 2687 | 2669 |
| Мамонский | 7101-1 | 3.17 | 13.77 | 0.1391 | 0.511991 | 1936 | +2.0 | 2362 | |
| | | | | | | 2080 | +2.8 | | |
| Изотопы Hf в цирконах | | | | | | | | | |
| Комплекс | Проба | Возраст U-Pb | $^{176}\text{Yb}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Lu}/^{177}\text{Hf}$ | $^{176}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | $^{178}\text{Hf}/^{177}\text{Hf}$ | eHf(0) | eHf(T) | T(DM) |
| Потуданский | 6418-1.1 | 2061 | 0.01912 | 0.00063 | 0.28131 | 1.46732 | -51.7 | -6.5 | 2681 |
| | 6418-2.1 | 2061 | 0.05219 | 0.00165 | 0.28131 | 1.46729 | -51.7 | -7.9 | 2755 |
| | 6418-3.1 | 2061 | 0.02240 | 0.00081 | 0.28133 | 1.46728 | -51.1 | -6.2 | 2672 |
| | 6418-4.1 | 2061 | 0.02258 | 0.00078 | 0.28132 | 1.46729 | -51.2 | -6.2 | 2672 |
| | 6418-4.2 | 2061 | 0.01249 | 0.00047 | 0.28135 | 1.46734 | -50.4 | -5.0 | 2622 |
| | 6418-5.1 | 2061 | 0.02638 | 0.00084 | 0.28135 | 1.46720 | -50.2 | -5.3 | 2638 |
| | 6418-6.1 | 2061 | 0.04217 | 0.00138 | 0.28132 | 1.46725 | -51.3 | -7.2 | 2720 |
| | 6418-7.1 | 2061 | 0.02425 | 0.00081 | 0.28135 | 1.46725 | -50.2 | -5.3 | 2638 |
| | 6418-8.1 | 2061 | 0.05516 | 0.00174 | 0.28136 | 1.46739 | -50.1 | -6.5 | 2696 |
| | 6418-9.1 | 2061 | 0.07884 | 0.00245 | 0.28141 | 1.46731 | -48.2 | -5.6 | 2655 |
| | 6418-10.1 | 2061 | 0.04282 | 0.00147 | 0.28141 | 1.46722 | -48.3 | -4.3 | 2608 |
| | 6418-11.1 | 2061 | 0.06256 | 0.00219 | 0.28139 | 1.46724 | -49.0 | -6.0 | 2685 |
| | 6418-11.2 | 2061 | 0.01558 | 0.00060 | 0.28131 | 1.46731 | -51.7 | -6.5 | 2681 |
| | 6418-12.1 | 2061 | 0.02369 | 0.00088 | 0.28134 | 1.46729 | -50.7 | -5.8 | 2659 |
| | 6418-13.1 | 2061 | 0.00952 | 0.00036 | 0.28119 | 1.46726 | -55.8 | -10.3 | 2818 |
| 6418-14.1 | 2061 | 0.01466 | 0.00051 | 0.28129 | 1.46727 | -52.3 | -7.0 | 2693 | |
| 6418-14.2 | 2061 | 0.03340 | 0.00115 | 0.28134 | 1.46719 | -50.5 | -6.1 | 2670 | |
| Мамонский | 7101-1-1 | 2080 | 0.01913 | 0.00085 | 0.028166 | - | -41 | 5.1 | 2255 |
| | 7101-1-2 | 1936 | 0.01016 | 0.00045 | 0.028164 | - | -41 | 3.4 | 2229 |
| | 7101-1-3 | 1936 | 0.01942 | 0.00082 | 0.028168 | - | -40 | 4.2 | 2200 |
| | 7101-1-4 | 1936 | 0.00885 | 0.00040 | 0.028163 | - | -42 | 3.1 | 2241 |
| | 7101-1-5 | 2080 | 0.01042 | 0.00043 | 0.028161 | - | -42 | 4.6 | 2271 |
| | 7101-1-6 | 2080 | 0.00674 | 0.00030 | 0.028170 | - | -43 | 4.4 | 2278 |
| | 7101-1-7 | 1936 | 0.02135 | 0.00081 | 0.028161 | - | -42 | 1.8 | 2294 |
| | 7101-1-8 | 1936 | 0.00691 | 0.00032 | 0.028167 | - | -40 | 4.8 | 2176 |
| | 7101-1-9 | 1936 | 0.00824 | 0.00035 | 0.028169 | - | -41 | 3.6 | 2222 |
| | 7101-1-10 | 1936 | 0.01108 | 0.00045 | 0.028164 | - | -41 | 3.5 | 2225 |

Примечания: Оценки модельных возрастов и возрасты по U-Pb даны в млн лет, данные для мамонского комплекса по (Лохов и др., 2009).

Определения U-Pb возраста пород плутона Потудань по циркону было произведено с помощью SHRIMP-II в ЦИИ ВСЕГЕИ, г. Санкт-Петербург. Конкордантный U-Pb возраст 2056 ± 7 млн лет в пределах ошибки совпадает со средневзвешенным $^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$ возрастом 2061 ± 5 млн лет. Изотопный состав Hf в цирконе кварцевых монцогаббро измерен в тех же точках, где проводился U-Pb анализ. Пересчитанные на U-Pb возраст внедрения плутона величины eHf варьируют от -4.3 до -10.3, а величина eNd -3.7.

Модельные возрасты, рассчитанные по двум изотопным системам (Sm-Nd и Lu-Hf) характеризуются совпадающим интервалом величин 2.6–2.8 млрд лет, что на 700–800 млн лет

древнее U-Pb возраста цирконов. Сходство изотопно-геохимических характеристик и положение большинства фигуративных точек в поле ТА (рис. 1), в совокупности с данными о времени внедрения указывает на то, что формирование исходных расплавов происходило за счет палеопротерозойского мантийного источника, близкого по своим геохимическим характеристикам к OIB (oceanic island basalt) и IAV (island arc volcanoes), поля которых перекрываются в координатах $\epsilon\text{Hf}-\epsilon\text{Nd}$. Небольшое отклонение некоторых точек от полосы ТА, а также более древние модельные возрасты свидетельствуют о контаминации мантийного источника более древним коровым субстратом или о происхождении пород из смешанного корового-мантийного источника, как это было смоделировано для вмещающих одновозрастных павловских гранитоидов (Терентьев и Савко, 2017; Terentiev et al., 2020), где коровым субстратом явились архейские гнейсы Сарматии (Щипанский и др., 2007).

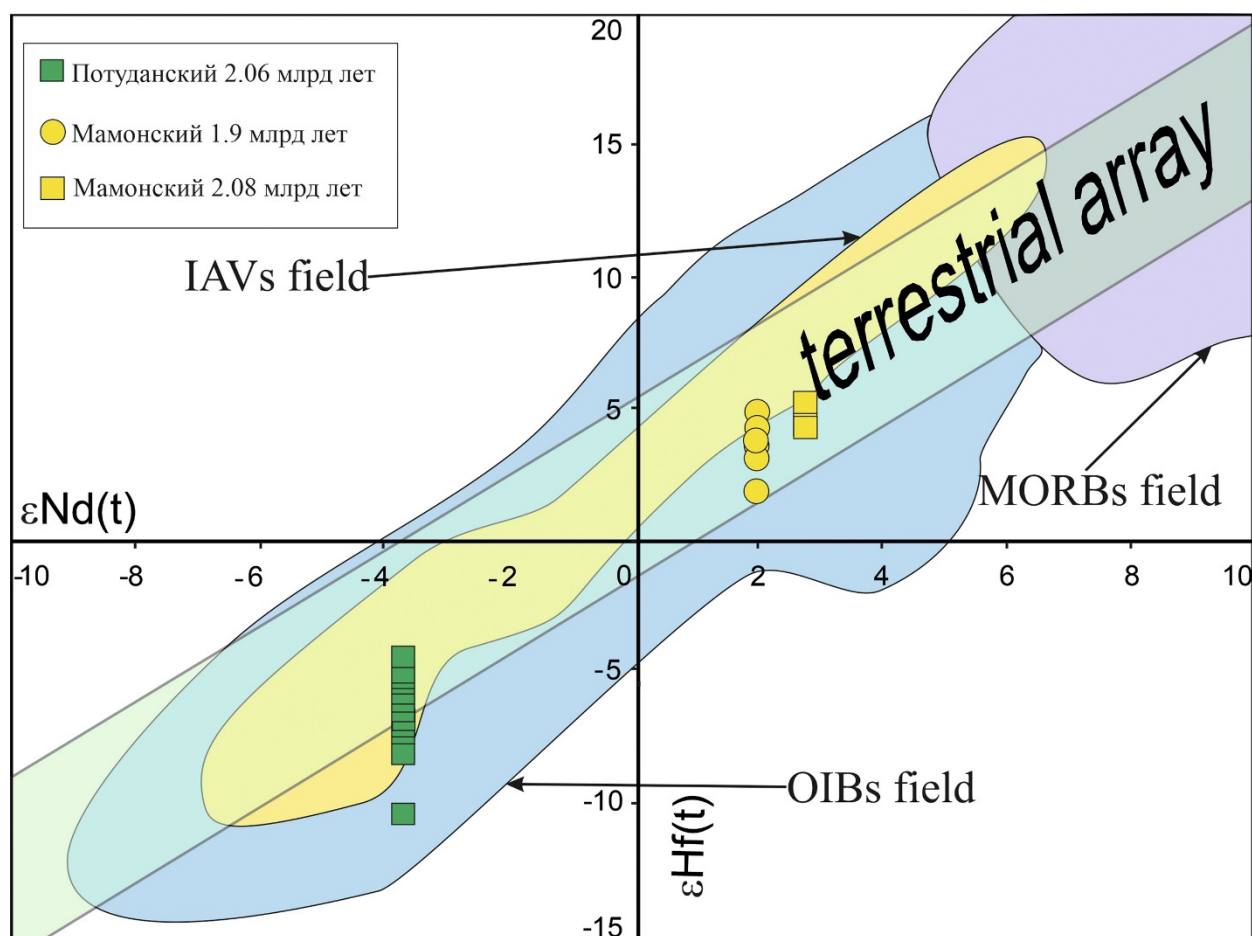


Рисунок 1. Поля составов пород протерозойских магматических комплексов потуданского (авторские данные) и мамонского (по Лохов и др., 2009) в координатах $\epsilon\text{Hf}-\epsilon\text{Nd}$.

Области составов MORB, OIB, IAV и совокупность ТА показаны по (Vervoort et al., 1999).

Геохимические данные по распределению REE демонстрируют проявление отрицательных аномалий Nb, Ti, P с одновременным обогащением LILE и LREE, совместно с невысокими значениями Y/Nb (0.7–2.1) и Yb/Ta (1.2–3.7) в породах плутона Потудань свидетельствуют о том, что магмы могли выплавляться из мантии с OIB геохимическими характеристиками.

Для сравнительного анализа здесь рассмотрены изотопно-геохимические данные протерозойского мамонского ультраосновного-основного комплекса, который расположен в соседнем Воронцовском террейне и представлен двумя фазами внедрения пород. Первая фаза, ультраосновного состава, представлена дунитами, перидотитами, пироксенитами и маланогаббро, вторая фаза – дифференцированными от габбронорита до кварцевого габбродиорита и диорита разностями. Породы ультраосновного состава слабо обогащены LREE

и имеют небольшую отрицательную или положительную Eu-аномалию. В целом спектры распределения REE пород первой фазы имеют слегка наклонные графики со слабым обогащением LILE и обеднением Nb, Ti. Для пород основного состава второй фазы характерны схожие пологие спектры распределения REE, отличие составляют более выраженное обеднение Nb и обогащение U (Terentiev et al., 2016).

Породы обеих фаз внедрения изучались U-Pb, Lu-Hf и Sm-Nd методами (Лохов и др., 2009; Terentiev et al., 2016). U-Pb датирование показало наличие двух возрастных групп с конкордантными значениями: 1976 ± 15 и 2079 ± 19 млн лет (Лохов и др., 2009). Позднее, датированием циркона второй фазы (Terentiev et al., 2016), было выделено два возрастных кластера: первый 2068–2073 млн лет, отвечающий времени внедрения второй фазы; и второй – более древний – с цирконами более 2150 млн лет, что интерпретируется как захваченные из более древнего корового компонента или как детритовые из осадков воронцовской серии. На диаграмме eNd–eHf точки пород мамонского комплекса попадают в полосу TA и область обедненного источника близкого к IAV. Предполагается, что породы палеопротерозойского мамонского комплекса образовались из обедненного мантийного источника, где вклад возможного ювенильного корового компонента существенно не повлиял на изменение Lu-Hf и Sm-Nd систем.

Таким образом, на основании проведенных геохимических и изотопно-геохимических исследований гранитоидов потуданского комплекса можно сделать вывод о мантийном происхождении источника, по геохимическим характеристикам близкого к ОИВ-источнику. На образование магм могли повлиять коровые компоненты, об этом свидетельствуют низкие Lu/Hf и Sm/Nd отношения, и положение некоторых точек ниже полосы TA на диаграмме eNd–eHf. Сравнение с близкими по возрасту породами мамонского комплекса показывает, что Lu/Hf и Sm/Nd системы пород и циркона являются перспективными для выявления генетических и эволюционных особенностей магматических пород.

Бибикова Е.В., Богданова С.В., Постников А.В., Попова Л.П., Кирнозова Т.И., Фугзан М.М., Глущенко В.В. Зона сочленения Сарматии и Волго-Уралии: изотопно-геохронологическая характеристика супракрустальных пород и гранитоидов // Стратиграфия. Геол. Корреляция. 2009. Т. 17. № 6. С. 3–16.

Лохов К.И., Салтыкова Т.Е., Капитонов И.Н., Богомоллов Е.С., Сергеев С.А., Шевченко С.С. Корректная интерпретация U-Pb возраста по цирконам на основе изотопной геохимии гафния и неодима (на примере некоторых магматических комплексов фундамента Восточно-Европейской платформы) // Региональная геология и металлогения. 2009. № 38. С. 43–53.

Терентьев Р.А., Савко К.А. Минеральная термобарометрия и геохимия палеопротерозойских магнезиально-калиевых гранитоидов Павловского плутона, Восточно-Европейский кратон // Вестник ВГУ. Серия Геология. 2017. №3. С. 34–45.

Щипанский А.А., Самсонов А.В., Петрова А.Ю., Ларионова Ю.О. Геодинамика восточной окраины Сарматии в палеопротерозое // Геотектоника. 2007. №1. С. 43–70.

Salter J.M., White W.M. Hf isotope constraints on mantle evolution // Chemical Geology. 1998. V. 145. P. 447–460.

Terentiev R.A., Skryabin V.Yu., Santosh M. U–Pb zircon geochronology and geochemistry of Paleoproterozoic magmatic suite from East Sarmatian Orogen: tectonic implications on Columbia supercontinent // Precambrian Research. 2016. V. 273. P. 165–184.

Terentiev R.A., Savko K.A., Petrakova M.E., Santosh M., Korish E.H. Paleoproterozoic granitoids of the Don terrane, East-Sarmatian Orogen: age, magma source and tectonic implications // Precambrian Research. 2020. V. 346. P. 1–24. <https://doi.org/10.1016/j.precamres.2020.105790>.

Vervoort J.D., Patchett P.J., Blichert-Toft J., Albarede F. Relationships between Lu-Hf and Sm-Nd isotopic systems in the global sedimentary system // EPSL. 1999. V. 168. P. 79–99.

Преобразование пород майкопской серии при гидротермальном исследовании

Полтавская С.В.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, svetlanapoltavskaya@yandex.ru

Майкопская серия (олигоцен - нижний миоцен) широко распространена на всей территории Предкавказья. Из-за плохой фаунистической расчлененности в разных районах Кавказского региона выделяют ряд горизонтов и свит, стратиграфическая корреляция которых не всегда очевидна. Отложения майкопа представлены толщами глин с редкими прослоями косослоистых и линзовидных песчаников и алевролитов мощностью от нескольких десятков до 4000 м. (Шарафутдинов, 2003).

Накопление черносланцевых отложений майкопской серии происходило в морских прогибах в восстановительных условиях. Их образование было результатом широкомасштабных региональных бескислородных событий в Нео- и Паратетисе. Это событие связано с интенсивной поставкой органического вещества и возникновением за счет этого кислородного минимума в толще вод. В Черноморско-Каспийской части Паратетиса это привело к накоплению мощной майкопской серии, которая рассматривается как основная нефтегазоматеринская толща кайнозойского разреза Причерноморско-Северокавказской нефтегазоносной провинции. Этим обусловлена актуальность изучения нефтегазогенерационного потенциала отложений майкопской серии (Михайлов, 2018).

Майкопские породы характеризуется значительной неоднородностью по концентрации органического вещества (ОВ) и его типов. Наиболее благоприятной обстановкой для формирования повышенных концентраций ОВ было хадумское время. Глины этого возраста характеризуются высоким содержанием ОВ ($C_{орг}$ до 8 %), а кероген II типа имеет высокий нефтематеринский потенциал ($HI = 400-700$ мг УВ/г $C_{орг}$), который на большей части территории региона еще не полностью реализован (T_{max} не выше $460^{\circ}C$) (Михайлов, 2018).

Согласно осадочно-миграционной теории происхождения нефти и газа источником УВ является ОВ, претерпевшее катагенетическое преобразование в процессе преобразования осадков (Белецкая, 2007).

Это преобразование связано с физико-химическим и биологическим воздействием среды на его структуру. Начальный этап преобразования исходного ОВ, до его превращения в компоненты нефти, в первую очередь связан с формированием керогена за счёт комплекса факторов, которые воздействуют на его биохимические компоненты в седименто- и диагенезе. Из основных биохимических компонентов, слагающих живое вещество, наибольшей устойчивостью к разрушению обладает углеродная структура липидов и липидоподобных компонентов, сохраняющихся в осадках без значительных изменений и впоследствии составляющих полимерную основу (матрицу) керогена (Бурдельная, 2017).

Кероген является предшественником нефти и горючих газов в геосфере. Его важнейшей особенностью является неповторимость химической структуры. Это связано, во-первых, с различным составом исходного органического вещества (ОВ), во-вторых, с разным соотношением вклада исходной биопродукции в формирование геополимера, в-третьих, со спецификой геохимических условий, в которых протекало накопление ОВ. Все эти факторы определяют механизм консервации ОВ в осадке. Генерационные свойства керогена проявляются на различных стадиях катагенеза, при этом один и тот же кероген может генерировать флюиды различного состава на разных стадиях своей термической эволюции (Бушнев, 2019).

По данным Rock-Eval пиролиза при прогреве происходит снижение показателя водородного индекса, характерное для преобразованных осадочных пород в естественном катагенезе, что говорит о протекании процесса термического преобразования органического вещества аналогичного природному катагенезу. (Бурдельная, 2015).

Для отражения результатов работы были проведены гидротермальные эксперименты по изучению трансформаций минеральных фаз и преобразования органического вещества пород Майкопской серии. После продукты экспериментов были изучены методами РФА и пиролиза Rock-Eval.

Гидротермальный эксперимент.

Эксперимент проводился по следующей схеме:

Навеску породы помещали в автоклав и заполняли таким количеством воды, чтобы при установленной температуре опыта давление в системе соответствовало давлению насыщенного водного пара. Автоклав был помещен в печь и выдержан необходимое количество времени. После автоклав был залит и разгружен, продукты опыта были разобраны.

Пиролиз Rock-Eval.

Метод пиролиза в инертной атмосфере – основной метод исследований преобразований керогена.

В процессе пиролиза органическое вещество последовательно разлагается при нагревании в токе инертного газа. Выделившиеся УВ регистрируются детекторами, после прекращения выхода легких углеводородов остаток сжигается в потоке кислорода, при этом измеряется количество диоксида углерода и тяжелых органических соединений.

В пиролизе Rock-Eval навеска породы подвергается нагреву с постепенным увеличением температуры до 650 °С. В первую очередь, при нагреве до 300 °С десорбируют присутствующие в образце свободные (C₁-C₇) и сорбированные (C₈-C₃₃) углеводороды, их количество измеряется и обозначается как пик S₁, который называется реализованным генерационным потенциалом.

Следующим, при более высоких температурах интервала равных 300-650°С, пиролизуется кероген, давая еще некоторое количество летучих – это пик S₂. Данная величина называется остаточным генерационным потенциалом.

Третий пик – S₃, характеризует выделяющийся в определенном интервале СО и СО₂.

После пиролиза остаточный углерод окисляется в дополнительной печи в токе воздуха, снова с определением СО и СО₂ (пик S₄). При нагревании до температур 650-850°С фиксируются продукты сжигания минерального углерода, входящего в состав карбонатов, что позволяет рассчитать карбонатность пород (Лопатин, 1987).

Для выполнения поставленных целей был проведена серия экспериментов. Образец хадумских отложений Майкопской серии (K18-16, K18-17) был поставлен в гидротермальный эксперимент при разных температурах (150, 200, 250, 300, 350 °С) на разное время (от 1 до 14 суток).

Исходный образец и продукты опытов были изучены методами РФА и пиролиза Rock-Eval. По полученным данным были изучены закономерности, иллюстрирующие динамику изменения свойств керогена в результате гидротермального воздействия.

Как известно, качество нефтематеринских пород характеризуется типом органического вещества, его содержанием в породе и генерационным потенциалом. Тип органического вещества (и, отчасти, степень его термической зрелости) обычно определяют по пиролитическим аналогам диаграммы Ван Кревелена, причем чаще используют модифицированные диаграммы в осях HI – T_{max} (Волков, 2016). На рис. 1 приведена диаграмма зависимости HI от T_{max} по результатам данных пиролиза Rock-Eval.

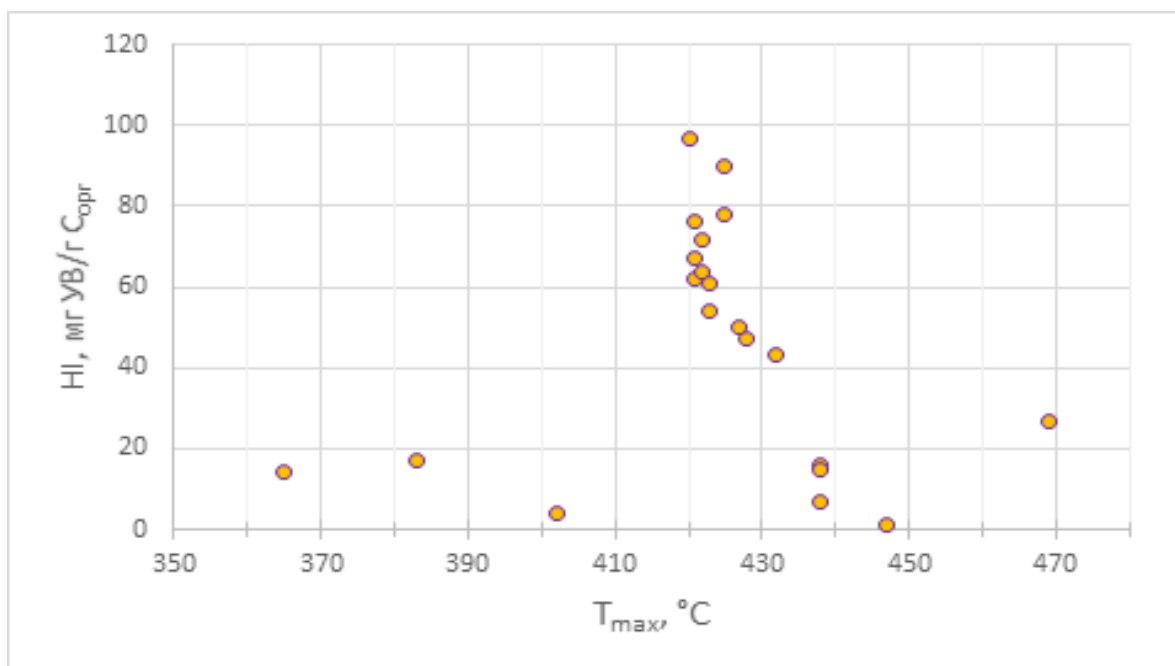


Рисунок 1. Диаграмма зависимости HI от T_{max} (по результатам данных пиролиза Rock - Eval)

Полученные данные распределены в областях значений водородного индекса (HI) не превышающих значений 100 мг УВ/г С_{орг}, значения T_{max} варьируют от 365 до 469 °С, что отвечает керогену III типа.

Белецкая С.Н., Механизмы и факторы первичной миграции нефти. Моделирование первичномиграционных процессов// Нефтегазовая геология. Теория и практика 2007 (2).

Бурдельная Н.С., Бушнев Д.А., Мокеев М.В., Изучение преобразования керогена методом ¹³С ЯМР в твердом теле при естественном и искусственном созревании органического вещества // Вестник ИГ Коми НЦ УрО РАН. 2015. № 6. С. 33-39.

Бурдельная Н.С., Моделирование химической структуры керогена и её трансформация при катагенезе средневожских и доманиковых углеродистых пород Восточно-Европейской платформы, автореферат диссертации, (2017).

Бушнев Д.А., Бурдельная Н.С., Химическая структура керогена // Вестник. 2010. № 9. С.36-37.

Волков В.А., Олейник Е.В., Оксенойд Е.Е., Солопахина Л.А. К вопросу о типе органического вещества пород баженовской свиты // Вестник недропользователя Ханты-Мансийского автономного округа, 2016, №28 (электронная версия журнала: <http://www.oilnews.ru/28-28/>).

Михайлов В., Нефтегазогенерационный потенциал майкопской серии // Вісник Київського національного університету імені Тараса Шевченка. Геологія. 2018. №1. С. 53-62.

Шарафутдинов В.Ф. Геологическое строение и закономерности развития майкопских отложений Северо-Восточного Кавказа в связи с нефтегазоносностью. Автореф. дисс. докт. г.-м. наук. М.: МГУ. 2003.2.

Особенности формирования радиэкологической обстановки устьевой части реки Печора

Пучков А.В.¹, Яковлев Е.Ю.¹

¹ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, vp-andrew@list.ru

Тундровые территории северо-западного сектора Арктики России, к которым относится Ненецкий автономный округ, подверглись существенному воздействию радионуклидов искусственного происхождения в результате ядерных и радиационных событий, имевших как глобальный, так и региональный характер. Основными источниками появления искусственных радионуклидов в экосистемах тундры стали глобальные (стратосферные) выпадения в результате атмосферных ядерных испытаний, локальные (тропосферные) выпадения в результате испытаний, проводимых на единственном в Арктике ядерном полигоне на Новой Земле с 1955 по 1990 годы, поступление в арктические моря техногенных радионуклидов от западноевропейских радиохимических заводов Великобритании и Франции, последствия Чернобыльской катастрофы 1986 года и т.д. (Lokas et al., 2013; Матишов и др., 2014), а также предприятия атомного судостроения и судоремонта, базы атомных кораблей и подводных лодок Северного флота ВМФ России, заводы по переработке и хранению радиоактивных отходов (Ильин и др., 2017).

Помимо техногенной радиоактивности, образованной преимущественно в результате глобальных выпадений от атмосферных испытаний атомного оружия и радиационных аварий, территория Ненецкого автономного округа оказалась подвержена воздействию естественных радиоактивных элементов. Потенциальная опасность загрязнения тундровых экосистем Ненецкого автономного округа естественными радионуклидами связана в первую очередь с наличием, как на континентальной части, так и на шельфе многочисленных месторождений углеводородов. Как правило, залежи нефти и газа содержат высокие концентрации радионуклидов уранового и ториевого рядов, а также калий-40.

Один из основных объектов загрязнения является река Печора, как самая крупная водная артерия Ненецкого автономного округа, разделяющая его на две крупные территории: Малоземельская тундра, свободная от деятельности предприятия нефтегазодобывающей отрасли, и Большеземельская тундра, которая отличается наличием большого количества нефтегазовых месторождений. Потенциальным источником радиоактивности реки Печоры, а в особенности устьевой ее части и Коровинской Губы, являются отдельные объекты ядерного наследия. Одним из таких объектов стал мирный ядерный взрыв «Пирит», осуществленный в 1981 году для остановки процесса неконтролируемого фонтанирования газа из скважины К-9 Кумжинского газоконденсатного месторождения в дельте реки Печора (Богоявленский и др., 2017). На сегодняшний день последствия ядерного взрыва до сих пор устраняются. Открытые научные публикации, которые бы давали однозначную точку зрения на радиационную обстановку в районе проведения ядерного взрыва с подробной выкладкой данных по радионуклидному составу и активности отдельных радионуклидов, содержащихся в компонентах окружающей среды (почва, подземные и поверхностные воды, растительность, донные отложения), отсутствуют. Единственный вывод, который имеется в открытых источниках информации, имеет формулировку «Доказана нормальная радиационная обстановка в районе аварийных скважин». Данный вывод был сделан по результатам исследований, проведенных в 2008 и 2011 гг. ФГУП «ВНИИПромтехнология» по заказу АО «СН Инвест», получившего в 2007 году лицензию на разработку данного месторождения (Богоявленский и др., 2017).

Целью данного исследования является определение современных уровней активности естественных радионуклидов ^{226}Ra , ^{232}Th и ^{40}K и техногенных ^{137}Cs , ^{90}Sr , ^3H для анализа пространственной динамики радиэкологической обстановки в устьевой части реки Печора. В качестве объектов исследования были выбраны донные отложения, которые являются основным

природным концентратором радионуклидов и поглощают более 80% радиоактивности, а также водная среда, основным определяемым радионуклидом в которой стал тритий, являющийся ярким индикатором наличия выхода продуктов ядерного взрыва на поверхность и поступление в водные экосистемы. Отбор проб донных отложений и воды проходил в период с 29 июня по 11 июля 2020 года в рамках проведения экспедиционных работ на территории Ненецкого автономного округа. В общей сложности было отобрано 89 проб донных отложений и 28 проб воды (в данной работе приведены результаты измерений 10 проб водной среды).

Определение гамма-излучающих радионуклидов проводили с применением низкофонового полупроводникового гамма-спектрометра ORTEC (США) на основе коаксиального детектора GEM10P4-70 из особо чистого германия (HPGe) с цифровым анализатором DSPEC LF и программным обеспечением MAESTRO-32 и GAMMA-VISION-32. Радионуклид радий – 226 определялся без учета накопления продуктов его распада (экспресс-определение, в последующем авторами будет скорректировано значение удельной активности данного радионуклида) Радионуклид стронций-90 определялся с применением низкофоновой радиометрической установки «Абелия» (Россия) после проведения радиохимической пробоподготовки. Радионуклид тритий определялся с применением низкофонового жидкосцинтилляционного альфа-бета-радиометра спектрометрического типа «Quantulus1220».

В обобщенном виде результаты исследований радиационных параметров в донных отложениях и водной среде показаны в таблицах 1 и 2.

Таблица 1. Радиационные параметры донных отложений.

| Радиационный параметр | Удельная активность, Бк/кг | | |
|-----------------------|----------------------------|-----------------------|------------------|
| | Минимальное значение | Максимальное значение | Среднее значение |
| A α | 45,90 | 360,00 | 166,44 |
| Cs-137 | 0,60 | 2,20 | 1,2 |
| Ra-226 | 8,39 | 38,40 | 18,92 |
| Th-232 | 1,70 | 34,00 | 14,00 |
| K-40 | 101,00 | 580,00 | 386,82 |
| Sr-90 | менее 0,8 | | |

Таблица 2. Радиационные параметры водной среды.

| Радиационный параметр | Объемная активность, Бк/л | | |
|-----------------------|---------------------------|-----------------------|------------------|
| | Минимальное значение | Максимальное значение | Среднее значение |
| A β | 0,024 | 0,06 | 0,036 |
| A α | 0,004 | 0,011 | 0,007 |
| H-3 | менее 3,2 | | |

Согласно приведенным результатам, донные отложения устьевой части реки Печора фактически отличаются отсутствием искусственных радионуклидов (максимальное значение удельной активности радионуклида цезий-137 не превышает 2,2 Бк/кг, удельная активность стронция-90 – менее 0,8 Бк/кг). Водная среда содержит крайне низкими значениями суммарных объемных активностей по бета- и альфа-излучениям, в силу этого радионуклидный состав не определен. По результатам измерений отмечается отсутствие радионуклида тритий (объемная активность менее 3,2 Бк/л).

Результаты исследований поверхностного слоя донных отложений и водной среды на наличие искусственных радионуклидов указывают на отсутствие выхода продуктов ядерного взрыва на поверхность. При этом необходимо отметить, что исследования в силу отдельных обстоятельств не проводились в районе проведения взрыва (в радиусе до 2 км).

В дальнейшем предполагается проведение исследований профиля донных отложений Коровинской Губы с целью определения возможного выхода искусственных радионуклидов в

прошлом, а также радиоизотопную датировку по профилю для оценки скорости накопления донных осадков.

Однако, несмотря на приведенные выводы, вероятность выхода продуктов ядерного взрыва на поверхность в результате вертикальной миграции по системам разломов и трещин в настоящее время сохраняется (Богоявленский и др., 2017) за счет возможных новых мощных неконтролируемых выбросов газа и жидких углеводородов по причине восстановления давления в основной залежи карбона и возможных аномально высоких пластовых давлений в техногенных залежах, что приведет к очередному загрязнению территории углеводородами и, весьма вероятно, продуктами ядерного взрыва с учетом больших периодов полураспада отдельных радионуклидов (Логачев и др., 2001).

Учитывая отсутствие техногенной радиоактивности в поверхностном слое донных отложений и в водной среде, на первый план выходит изучение пространственного распределения радионуклидов естественного происхождения. На рисунках 1 и 2 приведены удельные активности радия-226 и суммарной удельной активности по альфа-излучению в пробах донных отложений. Альфа-излучение донных отложений обуславливается наличием в них как радия-226 и тория-232, так и целых цепочек альфа-излучающих продуктов их распада.

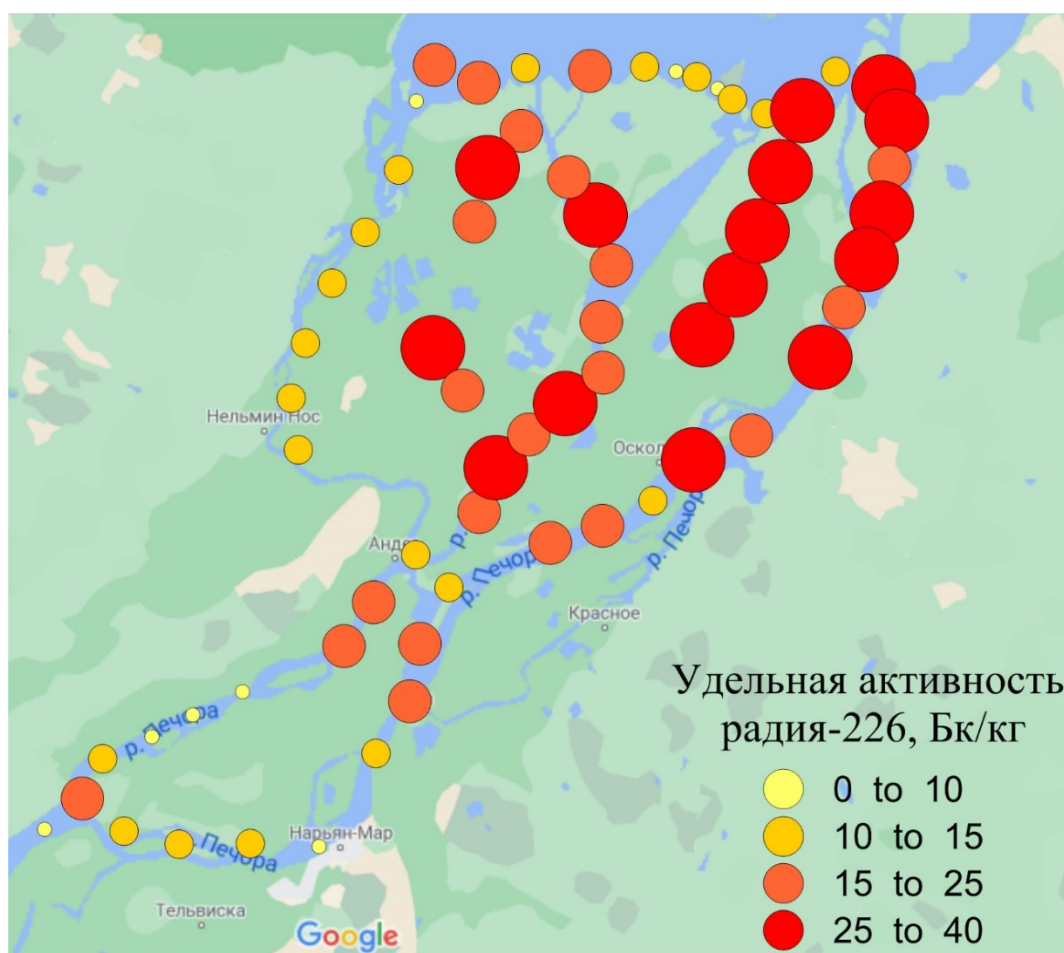


Рисунок 1. Пространственное распределение удельной активности радия-226 в донных отложениях устьевой части реки Печора.



Рисунок 2. Пространственное распределение параметра суммарной удельной активности по альфа-излучению в донных отложениях устьевой части реки Печора.

Максимальные уровни альфа-излучающих радионуклидов наблюдаются по правому фронту дельты реки Печора. Одной из причин такого повышения удельной активности радионуклидов может быть интенсивный уровень деятельности нефтегазодобывающих предприятий, располагающихся на территории Большеземельской тундры. Для уточнения причинно-следственных связей планируется проведение комплексного изотопно-геохимического анализа донных отложений с одновременным определением основных физико-химических свойств.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РНФ № 20-77-10057 и гранта Президента РФ для молодых ученых № МК-1919.2020.5.

Богоявленский В.И., Перекалин, С.О., Бойчук В.М., Богоявленский И.В. Катастрофа на Кумжинском газоконденсатном месторождении: причины, результаты, пути устранения последствий // Арктика: экология и экономика. 2017. № 1 (25). С. 32-46.

Логачев В.А. Мирные ядерные взрывы: обеспечение общей и радиационной безопасности при их проведении / Коллектив авторов под рук. проф. В.А. Логачева // Министерство Российской Федерации по атомной энергии. Москва: ИздАТ, 2001. 519 с.

Lokas E., Mietelski J.W., Ketterer M.E., Kleszcz K., Wachniew P., Michalska S., Miecznik M. Sources and vertical distribution of ^{137}Cs , ^{238}Pu , $^{239+240}\text{Pu}$ and ^{241}Am in peat profiles from southwestern Spitsbergen // *Appl. Geochem* 28. 2013. P. 100-108.

Матишов Г.Г., Матишов Д.Г., Усягина И.С., Касаткина Н.Е. Многолетняя динамика радиоактивного загрязнения Баренцево-Карского региона (1960-2013 гг.) // Доклады Академии Наук. № 4. 2014. С. 473-479.

Ильин Г.В., Касаткина Н.Е., Моисеев Д.В., Усягина И.С. Объекты инфраструктуры атомного флота как источник радиоактивного загрязнения Баренцева моря (на примере хранилища отходов в губе Андреева) // Атомная энергия. № 2. 2017. С. 108-114.

О минералогии включений в хромистых пиробах из кимберлитов и лампрофиров Сибирского кратона

Резвухин Д.И.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск m.rezvukhin@igm.nsc.ru

Хромистый пироб является характерным индикаторным минералом глубинных магматических пород, таких как кимберлиты и лампрофиры, и содержит достаточно широкое разнообразие минеральных включений. Изучение твердофазных включений в пиробе интересно не только с минералогической точки зрения, но и имеет важное приложение к выявлению особенностей генезиса этого минерала в литосферной мантии древних платформ. В данной работе приводится краткий обзор накопленных научных данных о минералогии и химизме твердофазных включений в ксенокристаллах хромистого пироба из кимберлитовых и лампрофировых тел Сибирского кратона (табл. 1).

Включения оксидов (рутил, пикроильменит, минералы группы кричтонита [МГК], хромистая шпинель) весьма характерны для хромистого пироба; в некоторых образцах наблюдаются все четыре разновидности минералов. Такие включения зачастую представлены в виде удлиненных, призматических, лейстовидных и игольчатых образований, часто закономерно ориентированных в матрице вмещающего граната. Ранее формирование включений такого облика считалось обусловленным распадом твердого раствора граната, в первую очередь на основании закономерной кристаллографической ориентировки. Позднее были высказаны предположения, что такие включения могут быть и сингенетичными (напр., Wang et al., 1999; Rezvukhin et al., 2018); кристаллографическая ориентировка, таким образом, указывает не на тип генезиса, а скорее отражает наиболее энергетически и кристаллохимически выгодное расположение удлиненных включений в матрице граната. Удлиненные таблитчатые включения характерны в том числе и для хромшпинелида, хотя зачастую этот минерал представлен и в виде четко обособленных октаэдров и изометричных зерен с большим количеством граней.

По составу минералы-оксиды характеризуются высокими содержаниями Ti, Fe и Cr; МГК содержат широкое разнообразие редких элементов, таких как LILE (Ba, Sr, K), HFSE (Zr) и REE (La, Ce). Для включений рутила характерно повышенное содержание Cr₂O₃ (до 9,7 мас.%) и HFSE (до 15,9 мас.% Nb₂O₅; Резвухин и др., 2016). Химический состав пикроильменита типичен для ильменита литосферной мантии с низким содержанием MnO и значительной долей гейкиелитового минерала (MgTiO₃). Минералы группы шпинели являются твердым раствором с доминированием хромита (FeCr₂O₄) или магнезиохромита (MgCr₂O₄). Включения титанистых минералов обнаруживают положительную корреляцию по содержанию Cr₂O₃ с вмещающим гранатом.

Включения силикатов (оливин, ортопироксен, клинопироксен) весьма характерны для хромистого пироба и образуют четко индивидуализированные изометричные прозрачные зерна, химический состав которых отвечает типичным минералам перидотитовых парагенезисов. В ряде случаев, однако, включения силикатов могут образовывать и комплексные включения (сростки) с оксидами; в таком случае их генезис, вероятно, обусловлен совместной кристаллизацией с гранатом и оксидами из флюида-расплава. Флогопит и амфибол встречаются в виде первичных включений в гранате существенно реже, как правило, в комплексных полиминеральных включениях в ассоциации с другими минералами. Включения талька обнаружены в пиробах из Чомполинских лампрофиров; тальк в этих образцах не приурочен к трещинам, а образует сростки с оксидами и силикатами, являясь, по всей видимости, первичным (сингенетичным) минералом.

Таблица 1. Находки минеральных включений в хромистых пиропсах Сибирского кратона

| Локация | Минералы-включения | P-T | Ссылки |
|---|---|----------------------------|---|
| Кимберлитовая трубка “Интернациональная” (Мирнинское поле) | Широко распространены включения оксидов (рутил, пикроильменит, хромшпинелиды, минералы группы кричтонита) и сульфидов. Менее характерны силикаты, карбонаты (магнезит, доломит), апатит. | 720-820 °С; 34-42 кбар | Варламов и др., 1995; Malkovets et al., 2012, 2016 Rezvukhin et al., 2018 |
| Кимберлитовая трубка “Мир” (Мирнинское поле) | Описаны включения оксидов, силикатов, сульфидов. Включения, интерпретируемые как эпигенетические, рассмотрены в Alifirova et al., 2012. | 690-890 °С; 20-43 кбар* | Соболев, 1974; Botkunov et al., 1987; Alifirova et al., 2012 |
| Кимберлитовая трубка “им. XXIII съезда КПСС” (Мирнинское поле) | Алмаз. | | Соболев и др., 1986 |
| Кимберлитовая трубка “Удачная” (Далдынское поле) | Описаны включения силикатов, хромистой шпинели, сульфидов, единичные находки минералов группы кричтонита. Несмотря на хорошую изученность ксеногенного материала данной трубки, комплексные исследования первичных включений в пиропсах не проводились. Количество пиропов с включениями невелико (Афанасьев и др., 2010). Включения, интерпретируемые как эпигенетические, рассмотрены в Alifirova et al., 2012. | 850-910 °С; 37-45 кбар* | Botkunov et al., 1987; Alifirova et al., 2012; Rezvukhin et al., 2019 |
| Кимберлитовая трубка “Загадочная” (Далдынское поле) | Клинопироксен, хромит (Cr ₂ обычно в зонах изменения). В единичном зерне обнаружено включение минерала группы кричтонита (P-T указаны для этого зерна). | 830 °С; 33 кбар | Zibera et al., 2013 |
| Кимберлитовая трубка “Краснопресненская” (Алакитское поле) | Алмаз. | | Барашков и Зудин, 1997 |
| Кимберлитовая трубка “Сытыканская” (Алакитское поле) | Кратко описаны включения оксидов, в том числе минералов группы кричтонита. | | Варламов и др., 1995 |
| Кимберлитовая трубка “Обнаженная” (Куойкское поле) | Информация в мировой литературе о сингенетических включениях весьма ограничена, хотя сообщается об очень широкой распространенности пиропов с включениями из данной трубки (до 80%; Афанасьев и др., 2010). Включения, интерпретируемые как эпигенетические, рассмотрены в Alifirova et al., 2012. | 780-830 °С; 24-34 кбар* | Афанасьев и др., 2010; Alifirova et al., 2012 |
| Лампрофировые тела Чомполинского поля (дайка Алданская, тр. Огонёк и др.) | Широчайшее разнообразие минеральных включений: оксиды, силикаты (+ флогопит, амфибол, тальк), карбонаты, сульфиды, графит, апатит, барит; характерны комплексные полиминеральные включения, состоящие из 2-8 различных минералов. | 650-750 °С; 25-35 кбар | Костровицкий и Гаранин, 1992; Nikolenko et al., 2017; Резвухин и др., 2018; Sharygin et al., 2018; |
| Вулканиты Тобук-Хатыстырского поля (тр. “Ягодка” и др.) | Кратко описаны включения оксидов. Минералогия включений в целом может быть очень разнообразной, вероятно, является похожей на таковую в вулканитах близкорасположенного Чомполинского поля. | | Варламов и др., 1995 |

*Примечание: интервалы P-T оценок для пиропов с включениями, интерпретируемыми как структуры распада (эпигенетические включения; Alifirova et al., 2012).

Включения сульфидов обычно представлены в виде небольших (до 10-100 мкм, в редких случаях до 0,8 мм; Афанасьев и др., 2010) шарообразных обособлений, часто с характерным “гало” или темными трещинами, что является характерным признаком таких включений. По составу включения сульфидов представляют собой продукты распада моносульфидного твердого раствора (MSS), характерны пирротин и пентландит, реже борнит. Внешняя кайма почти всегда представлена халькопиритом.

Включения карбонатов (доломит, магнезит, кальцит) и апатита описаны в пиропсах из трубки “Интернациональная” (Rezvukhin et al., 2018) и лампрофиров Чомполинского поля (Nikolenko et al., 2017; Sharygin et al., 2018). Карбонаты особенно характерны в сростках с другими минералами. Наличие включений карбонатов в хромистом пиропе интерпретируется как результат сингенетического роста из метасоматического расплава с существенной карбонатитовой составляющей или С-О-Н флюида (Nikolenko et al., 2017; Sharygin et al., 2018). Включения графита характерны для пиропов из лампрофиров Чомполинского поля (Nikolenko et al., 2017). Включения алмаза описаны в пиропсах из кимберлитовой трубки “Краснопресненская” (Барашков и Зудин, 1997) и трубки “им. XXIII съезда КПСС” (Соболев и др., 1986).

Широкое разнообразие минералов-включений в пиропе отражает особенности глубинной истории этого минерала. Для включений характерно прото-, син- и эпигенетическое происхождение. Протогенетичными являются включения, захваченные пиропом во время кристаллизации, такие минералы образуют крупные обособленные включения типичных фаз ультраосновной ассоциации (оливин, пироксены, хромит). Стоит отметить, что достаточно определенно о протогенетичном происхождении включений можно судить только в том случае, если их поверхность сильно корродирована.

Сингенетичное происхождение характерно для включений Ti-Cr оксидов, в том числе и в ассоциации с силикатами и карбонатами. Особенности минералогии и химизма таких включений интерпретировались как результат совместной кристаллизации с пиропом в ходе мантийного метасоматического обогащения деплетированных перидотитов литосферной мантии (Wang et al., 1999; Nikolenko et al., 2017; Rezvukhin et al., 2018). На это указывают, в частности, небольшое количество удлиненных включений в образце, а также необычный состав Ti-оксидов, для которых характерно обогащение редкими и несовместимыми элементами. В этом случае механизм образования пиропов с включениями включает привнос несовместимых элементов метасоматическим агентом, в то время как высокие концентрации Mg и Cr в пиропе и некоторых включениях наследуются от деплетированного перидотитового протолита. В пользу совместной кристаллизации игольчатых оксидов с пиропом свидетельствуют и полиминеральные обособления, состоящие из оксидов (в том числе МГК), флогопита, амфибола, магнезита, сульфидов; такие полиминеральные включения особенно характерны для пиропов из лампрофиров Чомполо.

Включения оксидов и силикатов в хромистом пиропе могут иметь также и эпигенетическое происхождение, образуя структуры распада твердого раствора граната; в этом случае минералы обычно составляют плотную сеть игольчатых включений и продуктов их морфологического преобразования, снижающую прозрачность минерала-хозяина, причем включения обычно характеризуются однородным составом и распределением по объему образца. В случае метасоматического генезиса оксидов и силикатов, распределение иголок неравномерное, их количество не так велико, а морфология и состав удлиненных включений одного и того же минерала могут быть различными; различия в составе указывают на стадийность роста и воздействие метасоматического агента на протолит незадолго до выноса пиропса кимберлитовой магмой на поверхность.

P-T параметры равновесия для хромистых пиропов с включениями варьируют, однако стоит отметить, что для образцов с включениями Ti-оксидов (в особенности, МГК) характерны весьма сходные значения температур и давлений. Для таких пиропов значения T попадают в достаточно узкий интервал 650-850°C, а значения P варьируют от 25 до 42 кбар, что соответствует глубинам ~80-130 км (Alifirova et al., 2012; Ziberna et al., 2013; Nikolenko et al., 2017; Rezvukhin et al., 2018). Это указывает на то, что процессы мантийного метасоматоза,

обуславливающие кристаллизацию пиропов с включениями Ti-оксидов, были проявлены на умеренных мантийных глубинах около области перехода графит-алмаз, и затрагивали зернистые разновидности перидотитов литосферной мантии, а не деформированные, локализованные в низах литосферы.

В заключение отметим, что последние достижения в области высокоточных изотопно-геохимических исследований *in situ* позволяют получать важнейшую информацию в том числе и по включениям в пиропе. Так, U-Pb датирование включений рутила в пиропе из трубки “Интернациональная” дало возраст (369 ± 10 млн. лет) близкий к времени внедрения кимберлитовой магмы, что позволяет использовать хромистый рутил в качестве алмазопоискового критерия (Malkovets et al., 2016). Широкие перспективы имеет и Re-Os датирование включений сульфидов (Malkovets et al., 2012).

Исследование выполнено при поддержке Президентского гранта для молодых ученых МК-971.2020.5.

Alifirova T.A., Pokhilenko L.N., Ovchinnikov Y.I., Donnelly C.L., Riches A.J.V., Taylor L.A. Petrologic origin of exsolution textures in mantle minerals: evidence in pyroxenitic xenoliths from Yakutia kimberlites // *International Geology Review*. 2012. V. 54. № 9. P. 1071-1092.

Botkunov A.I., Garanin V.K., Krot A.N., Kudryavtseva G.P. Mineral inclusions in garnets from kimberlites of Yakutia: their genetic and practical significance // *International Geology Review*. 1987. V. 29. № 2. P. 163-177.

Malkovets V.G., Griffin W.L., Pearson N.J., Rezvukhin D.I., O'Reilly S.Y., Pokhilenko N.P., Garanin V.K., Spetsius Z.V., Litasov K.D. Late metasomatic addition of garnet to the SCLM: Os-isotope evidence // 10th International Kimberlite Conference Bangalore, India, 2012.

Malkovets V.G., Rezvukhin D.I., Belousova E.A., Griffin W.L., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Gibsher A.A., O'Reilly S.Y., Kuzmin D.V., Litasov K.D., Logvinova A.M., Pokhilenko N.P., Sobolev N.V. Cr-rich rutile: A powerful tool for diamond exploration // *Lithos*. 2016. V. 265. P. 304-311.

Nikolenko E.I., Sharygin I.S., Alifirova T.A., Korsakov A.V., Zelenovskiy P.S., Shur V.Y. Graphite-bearing mineral assemblages in the mantle beneath Central Aldan superterrane of North Asian craton: combined confocal micro-Raman and electron microprobe characterization // *Journal of Raman Spectroscopy*. 2017. V. 48. P. 1597-1605.

Rezvukhin D.I., Alifirova T.A., Korsakov A.V., Golovin A.V. A new occurrence of yimengite-hawthorneite and crichtonite-group minerals in an orthopyroxenite from kimberlite: Implications for mantle metasomatism // *American Mineralogist*. 2019. V. 104. № 5. P. 761-774.

Rezvukhin D.I., Malkovets V.G., Sharygin I.S., Tretiakova I.G., Griffin W.L., O'Reilly S.Y. Inclusions of crichtonite-group minerals in Cr-pyropes from the Internatsionalnaya kimberlite pipe, Siberian Craton: Crystal chemistry, parageneses and relationships to mantle metasomatism // *Lithos*. 2018. V. 308-309. P. 181-195.

Sharygin I.S., Nikolenko E.I., Priimak V.V., Lobov K.V., Rezvukhin D.I. Carbonate inclusions in mantle-derived Cr-pyropes from the Chompolo lamprophyres, Aldan shield, Siberian craton derived // *Magmatism of the Earth and Related Strategic Metal Deposits*, 2018. P. 276-278.

Wang L., Essene E.J., Zhang Y. Mineral inclusions in pyrope crystals from Garnet Ridge, Arizona, USA: implications for processes in the upper mantle // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1999. V. 135. P. 164-178.

Zibera L., Nimis P., Zanetti A., Marzoli A., Sobolev N.V. Metasomatic processes in the central Siberian cratonic mantle: Evidence from garnet xenocrysts from the Zagadochnaya kimberlite // *Journal of Petrology*. 2013. V. 54. № 11. P. 2379-2409.

Поисковая минералогия алмаза. Афанасьев В.П., Зинчук Н.Н., Похиленко Н.П. Новосибирск: Геос, 2010. 650 с.

Барашков Ю.П., Зудин Н.Г. Состав гранатов с включениями алмаза из кимберлитовой трубки Краснопресненская // *Геология и геофизика*. 1997. Т. 38. № 2. С. 353-357.

Варламов Д.А., Гаранин В.К., Костровицкий С.И. Экзотические высокотитанистые минералы как включения в гранатах из нижнекоровых и мантийных ксенолитов // *Доклады Академии Наук*. 1995. Т. 345. № 3. С. 364-366.

Костровицкий С.И., Гаранин В.К. Высокохромистые титанаты в пиропе дайки Алданская, Якутия // *Доклады Академии Наук*. 1992. Т. 1. С. 67-72.

Резвухин Д.И., Мальковец В.Г., Шарыгин И.С., Кузьмин Д.В., Литасов К.Д., Гибшер А.А., Похиленко Н.П., Соболев Н.В. Включения хромистого и хром-ниобиевого рутила в пиропе из

кимберлитовой трубки Интернациональная, Якутия // Доклады Академии Наук. 2016. Т. 466. № 5. С. 587-591.

Резвухин Д.И., Николенко Е.И., Зайцева М.В., Щепетова О.В., Михайленко Д.С., Корсаков А.В. Минералогия и редкоэлементный состав перидотитовых гранатов с твердофазными включениями оксидов из лампрофиров Чомполинского поля, Якутия // Минералы: строение, свойства, методы исследования, 2018. С. 158-160.

Глубинные включения в кимберлитах и проблема состава верхней мантии. Соболев Н.В., 1974. 264 с.

Соболев Н.В., Харьков А.Д., Вишневский А.А., др. и. Кристаллы граната с включениями алмаза из кимберлитов (трубка им. XXIII съезда КПСС, Якутия) // Минералогический журнал. 1986. Т. 8. № 2. С. 23-31.

Минералогия россыпи каменная Санарка

Рогов Д.А.¹, Рассомахин М.А.²

¹Горный университет, Санкт-Петербург, s170021@stud.spmi.ru

²УО ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, miha_rassomahin@mail.ru

В Андрее-Юльевский прииск (Челябинская обл.) объединены Каменно-Санарская, Еленинская, Андреевская, Покровская и другие более мелкие россыпи. Каменно-Санарская россыпь приурочена к области низкого пенеплена в долинах рек Санарка и Каменка. В 1912 года на Андрее-Юльевском прииске была начата работы по добыче россыпного золота и эвклаза (Воробьевъ, 1903). На россыпи Каменная Санарка добыча с перерывами продолжается до сих пор. Несмотря на многолетние исследовательские работы, коренной источник золота в каждой конкретной россыпи достоверно не установлен. Кроме того, до сих пор не существует данных по минеральному составу золотоносных шлихов из этих россыпей. В этой работе приводится краткая минералогическая характеристика шлихового концентрата россыпи близ поселка Каменная Санарка, с целью установления коренных источников минералов шлиха и россыпного золота.

Шлиховые пробы были предоставлены ООО "Кристалл" в количестве 65 штук и представляли собой серый шлик. Пробы были разделены на 3 гранулометрические фракции (+1 мм, -1+0,5 мм, -0,5 мм), средняя и мелкая фракции были доведены до черного шлиха путем отмывки в воде, из проб мелкой фракции отмывкой в бромформе была выделена "золотая головка". Все фракции были проанализированы на стереомикроскопе STEMI 2000-CZ. Для точной диагностики минералов были использованы сканирующий электронный микроскоп (СЭМ) VEGA3 TESCAN SBU, портативный рентгенофлуоресцентный анализатор INNOV-Xл, рентгеновский дифрактометр Shimadzu XRD-6000 с Cu-Kл излучением и графитовым монохроматором, для анализа микроколичеств использована подложка из бездифракционного кремния. Все работы выполнены в ЮУ ФНЦ МиГ УрО РАН.

Визуальная диагностика показала, что в шлихе преобладают кварц, ставролит, монацит и колумбит.

Кварц, несмотря на тщательную отмывку концентрата, все же присутствовал даже в "золотой головке", пусть и в единичных зернах. В средней фракции его количество варьировалось, в зависимости от тщательности промывки, от 25 до 70 об.%. В крупной же фракции его содержания были в пределах 20-50 об.%.

Ставролит встречен в виде призматических кристаллов и окатанных зерен, цвет которых варьирует от светло-коричневого до черного. Хорошо образованные кристаллы в крупной фракции образуют двойники прорастания. Отмечаются сростки с кварцем, кианитом, а также включения ильменита. Количество ставролита в пробах возрастает с увеличением фракции: во фракции -0,5 мм ставролит отсутствует, во фракции средней крупности его содержания составляют 25-70 об.%, в крупной фракции его содержания достигают 75 об.% и не опускаются ниже 45 об.%.

Монацит представляет собой окатанные прозрачные зерна оливково-зеленого цвета. Также встречаются кристаллики с хорошо выраженными гранями призмы и пинакоида. Преобладает в мелкой фракции, визуально составляя до 80 об.%. В других фракциях встречались единичные зерна. Содержание Th, по данным СЭМ, составляет до 6 мас.%.

Колумбит в виде черных окатанных удлинённых зерен характерен для фракции -0,5, где его содержание сопоставимо с содержанием монацита. В более крупных фракциях встречается в виде единичных зерен. На рентгенограмме тонкой фракции, предположительно, присутствуют отражения тапиолита (?).

Также в каждой фракции встречаются свои аксессуарные минералы, основными из которых являются ильменорутит, кианит, гранат, циркон, рутил, корунд

Ильменорутит в концентрате представлен окатанными в разной степени зернами с полуметаллическим блеском, наименее окатанные зерна имеют удлиненный облик. Во фракции +1 мм он присутствует в количестве до 2 об.%, наибольшие его содержания наблюдаются в средней фракции (от первых до 35 об.%). Во фракции же -0,5 мм его содержания не более 1 об.%.

Кианит встречается во всех фракциях и образует уплощенные и удлиненные слабо окатанные зерна. Во фракции -0,5 мм попадают лишь редкие зерна этого минерала, в средней фракции его содержания достигают первых процентов. Отмечаются как бесцветные, так и окрашенные в голубой и зеленоватый цвета разности. В некоторых зернах отмечаются включения рутила. В крупной фракции количество кианита достигает 7 об.%, а цвет становится более насыщенным переходя в изумрудно-голубой. Также в этой фракции были обнаружены сростки кианита со ставролитом.

Гранат встречается во всех фракциях и представляет собой обломки и ромбододекаэдрические кристаллы разной степени окатанности. Во фракции -0,5 мм он встречен в единичных изометричных зернах. В средней фракции его количество достигает 4 об.% и отмечаются не окатанные или слабо окатанные кристаллы. В крупной фракции чаще встречаются обломки от бледно красного до бордового в почти непрозрачных зернах цвета, количество которых достигает 6 об.%.

Рутит встречен во всех фракциях и имеет вид удлиненных слабо окатанных кристаллов с хорошо выраженной штриховкой на гранях. Цвет чаще всего ярко красный, хотя есть и темно-бордовые и полихромные разности. Наблюдается в единичных зернах, в средней фракции его количество может достигать 2 об.%.

Магнетит встречается в виде слабо окатанных октаэдрических кристаллов, в средней фракции в количестве не более 2 об.%, в мелкой - в единичных зернах.

Гетит наблюдается как в виде корок, замещающих тот или иной минерал или нарастающих на него, так и самостоятельных агрегатов. В крупной фракции его количество достигает 5 об.%, в средней - достигает 3 об.%, а в мелкой фракции не обнаружен вовсе. Развивается он в основном по магнетиту, ставролиту, ильмениту, отмечается в виде корок на кварце.

Ильменит представлен черными окатанными зернами с полуметаллическим блеском. В наименее окатанных зернах уплощенного облика отмечается характерный раковистый излом. Встречаются редкие зерна во фракциях менее 1 мм.

Гематит встречается в виде псевдоморфоз по магнетиту и в отдельных зернах. Во фракциях +1, +0,5 мм его количество не превосходит первых процентов, во фракции -0,5 мм он сходен с колумбитом и визуальнo диагностируется с трудом, однако на дифрактограмме присутствуют характерные для гематита отражения.

Пироморфит встречен во всех фракциях в виде ярко-зеленых призматических кристаллов, их сростков и сферолитов, редко его количество достигает 1-2 об.%. С уменьшением размера фракции степень окатанности зерен увеличивается.

Циркон обнаруживается лишь в средней и мелкой фракции. В средней он представляет собой единичные не окатанные зерна дипирамидального облика бледно-желтого цвета. Во фракции -0,5, по данным рентгеноструктурного анализа, его количество несколько меньше чем колумбита, цвет его колеблется от бесцветного в прозрачных зернах до оранжевого.

Галенит обнаружен во всех фракциях и легко диагностируется по весьма совершенной спайности по кубу, цвету и блеску. Во фракции -1+0,5 мм его количество достигает первых процентов, в остальных встречены лишь единичные зерна.

Корунд наблюдался во фракциях более 0,5 мм в виде редких зерен насыщенно розового цвета. Также отмечались синие и желтые разности данного минерала. Зерна слабо окатанные, во фракции -1+0,5 встречен кристалл призматического габитуса.

В средней и крупной фракции попадают единичные зерна бесцветного или желтоватого из-за присыпок гетита мусковита.

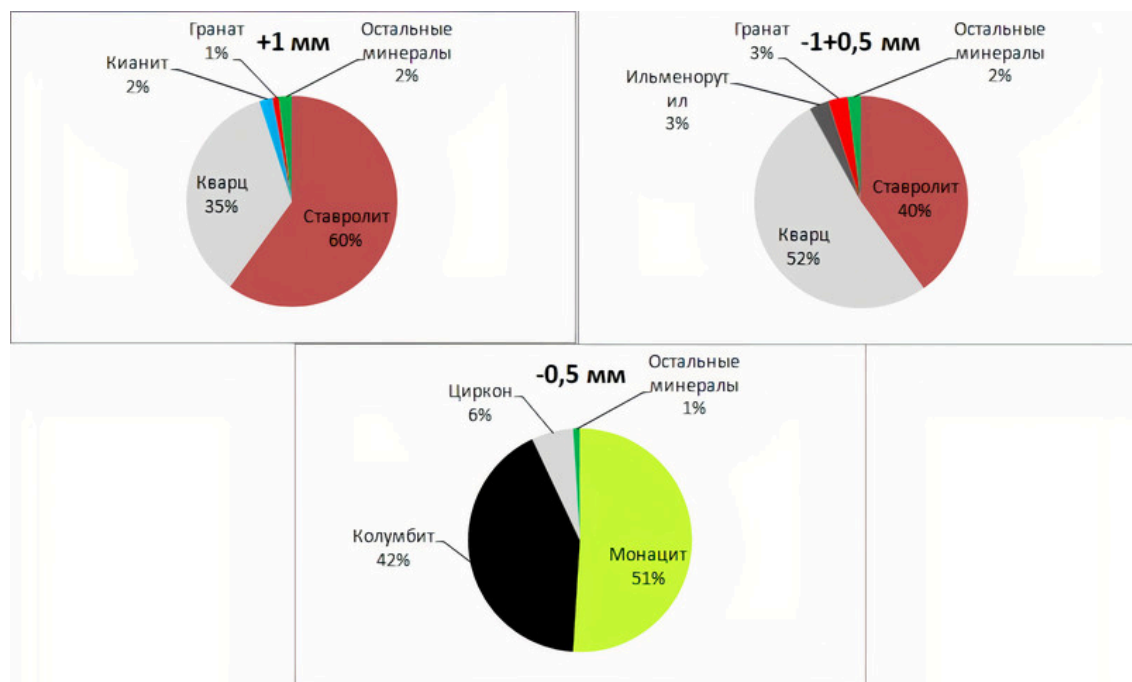


Рисунок 1. Минеральный состав фракций.

Золото встречается во всех фракциях, преобладающее количество знаков (до >1000) встречено во фракции -0,5 мм. Золото преимущественно свободное, в виде сростков с кварцем, гетитом. Отмечаются как неокатанные пластинчатые, изометричные, дендритовидные зерна, морфологические особенности которых свидетельствуют о незначительном переносе от коренного источника, так и хорошо окатанные зерна. Элементами-примесями в золоте являются серебро, ртуть и медь. При это медь в количестве 3% отмечается лишь в четвертичном золоте. Среднее количество серебра в золоте колеблется в пределах 13-15%, однако в неогеновых пробах снижается до 6%. Содержание ртути в пробах колеблется от 3 до 6%.

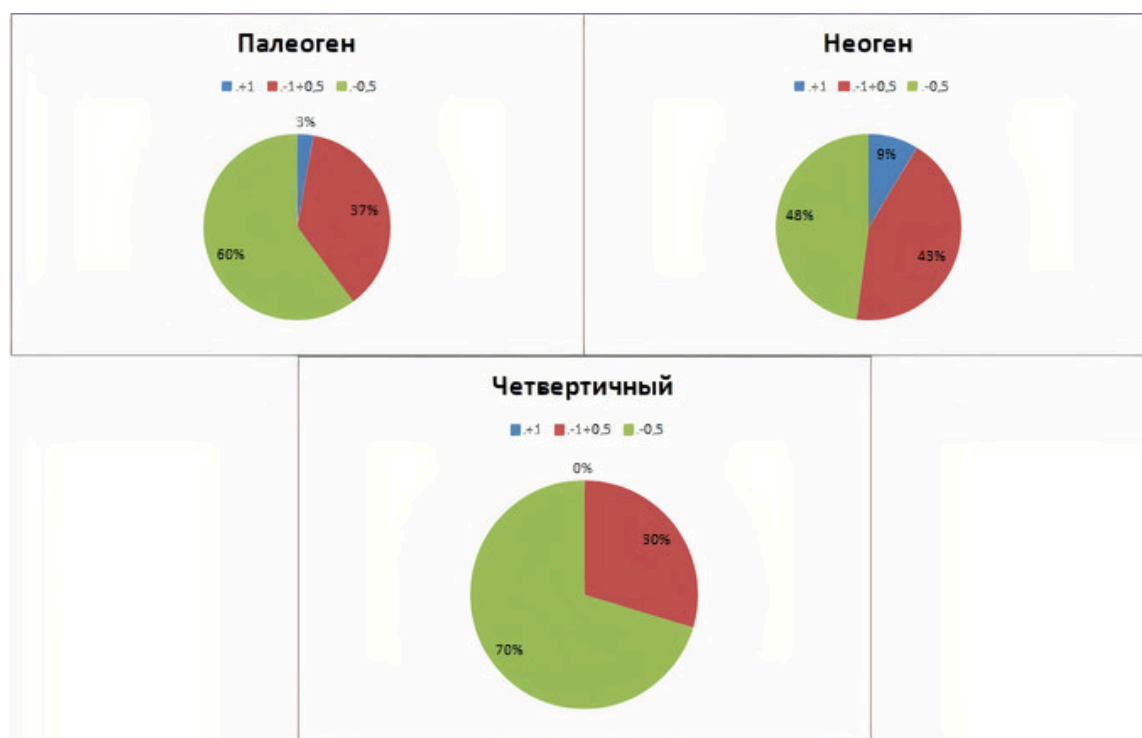


Рисунок 2. Гранулометрический состав золота в разновозрастных отложениях.

Согласно проведенному исследованию, минеральный состав фракций сильно отличается друг от друга. Монацит, циркон и колумбит суммарно составляют до 99% фракции -0,5 мм. В

средней фракции появляются кианит, кварц, увеличиваются содержания ильменорутила и уменьшается количество монацита, колумбита, циркона. Крупная фракция почти целиком состоит из ставролита и кварца. Также с укрупнением фракции уменьшается степень окатанности. Данная тенденция свидетельствует о расстоянии до коренных пород, из которых вымывало те или иные минеральные ассоциации. А размер минералов в россыпи аналогичен их размеру в исходных породах.

Реки Санарка и Каменка размывают граниты, слюдяные сланцы и гнейсы, известняки и мрамора. Непосредственно вблизи русла залегают граниты Борисовского массива, плагиогнейсы и граниты Пластовского массива (Государственная геологическая карта России. Лист N-41- XIII). Основываясь на присутствии различных пород в области питания россыпи, по источнику сноса минеральную ассоциацию можно разделить на 2 группы: аксессуарные минералы гранитов и минералы метаморфических пород. Монацит, ильменорутил, ильменит, циркон, колумбит были привнесены в россыпь в результате разрушения гранитов. Предполагается, что рутит и магнетит имеют аналогичный источник сноса. Такие минералы как кианит, ставролит, гранат характерны для сланцев, а корунд был привнесен из мраморов и мраморизованных известняков. Источником окатанного золота могут служить кварцевые жилы, связанные с гранитоидным магматизмом, описанные в данном районе (Сазонов и др., 1999), а не окатанного – рассеянная минерализация плотика, не образующая промышленных концентраций в коренных породах.

В ходе минералогического анализа шлиховых проб с россыпи Каменная Санарка была выявлена закономерность в изменении минерального состава тяжелого концентрата в зависимости от крупности фракции. Установлено, что в крупной фракции концентрируется ставролит, отмечается повышенное, по сравнению с другими фракциями, содержание гранатов и кианита, источником которых, несомненно, являются метаморфические породы. С уменьшением размера фракции количество ставролита и кварца уменьшается. Фракция -0,5 мм целиком состоит из монацита, циркона, танталиты и колумбита, источником которых являются гранитные массивы. Золото в изученной россыпи, вероятно, имеет два источника сноса: описанные В.Н. Сазоновым (Сазонов и др., 1999) кварцевые жилы, связанные с гранитами, и метаморфические породы плотика.

Авторы благодарны В.Г. Крайнову (ООО "Кристалл") за предоставленные материалы и Е.В. Белогуб за консультацию во время работы.

Воробьев В.И. О новом экземпляре эвклаза из россыпей Южного Урала // Записки Императорского С-Петербургского минералогического общества. 1903. Часть 41. Вып. 1. С. 1048-1049.

Государственная геологическая карта России. Лист N-41-XIII
http://www.geokarta.ru/list_200.php?idlist=N-41-XIII

Колисниченко С.В., Попов В.А. (2008) Русская Бразилия на южном Урале / Энциклопедия уральского камня. М.: Санарка. 528 с.

Минералогия техногенных россыпей Андрее-Юльевского участка
https://zinref.ru/000_uchebniki/01600geologia/077_lekcii_geologia_01/733.htm

Сазонов В.Н., Огородников В.Н., Коротеев В.А., Поленов Ю.А. (1999) / Месторождения золота Урала. Екатеринбург: УО РАН Институт геологии и геохимии им. акад. А.Н. Заварицкого, С.252-269.

Новые данные об условиях формирования руд Малтанского и Диринь-Юряхского рудных полей (Восточная Якутия)

Родионова А.В.^{1,2}, Кряжев С.Г.³, Князева Е.А.¹, Войтенко В.Н.⁴, Алексеев И.А.¹

¹ИНЗ СПбГУ, г. Санкт-Петербург anastasia.v.rodionova@mail.ru

²ИГГД РАН, г. Санкт-Петербург

³ФГБУ «ЦНИГРИ», г. Москва

⁴ООО «Геологический Центр СПбГУ», г. Санкт-Петербург

Верхояно-Колымская провинция является одной из крупнейших золоторудных провинций в мире. В ее недрах содержится почти пятая часть запасов золота Российской Федерации, а также второе по запасам в нашей стране месторождение-гигант – Наталкинское. Колымская провинция обладает высокими перспективами роста сырьевой базы золота и выявления новых крупнотоннажных золоторудных месторождений. Однако, вопрос о источниках золота в данном регионе все еще остается открытым, а обоснования единой модели формирования месторождений данной зоны, даже спустя многие десятилетия исследований, все еще нет.

Объекты исследования расположены на Дальнем Востоке Российской Федерации в Республике Саха (Якутия), в Оймяконском улусе – на границе Оймяконского плоскогорья с хребтом Черского в пределах южной ветви Адыча-Тарынской зоны разломов, к которой приурочены многочисленные золоторудные и золото-сурьмяные рудопроявления, месторождения и целые рудные поля орогенного типа. Раннее проведенные исследования выявили сложное складчато-надвиговое или взбросо-сдвиговое строение этих полей (Войтенко и др., 2014; Войтенко, 2018; Крючков и др., 2010; Шудов и др., 2001).

В ходе проведения полевых работ в 2014 и 2017 годах были получены новые геологические данные (Войтенко и др., 2014; Войтенко, 2018). Для Малтанского рудного поля были выявлены рудные зоны в долине реки Малый Тарын, откуда из керна скважин и были отобраны образцы для дальнейшего изучения. Для Диринь-Юряхского рудного поля образцы для исследований были отобраны в ходе геологического изучения Диринь-Юряхской перспективной площади из штучных проб.

По минеральному составу руды соответствуют золото-сурьмяному и золото-кварцевому малосульфидному типам (Войтенко и др., 2014; Родионова, Войтенко, 2019; Фридовский и др., 2014).

В процессе исследования нами были получены первые данные о флюидном режиме формирования руд Малтанского и Диринь-Юряхского рудных полей.

Для определения физико-химических условий минералообразования были исследованы флюидные включения в жильном кварце метаморфогенной рудной стадии обоих месторождений. В двух пластинках были обнаружены включения, размеры которых позволили провести микротермометрические анализы (рис. 1). Включения имеют правильную удлиненную форму с элементами кристаллографических граней, размеры варьируют от 5 до 25 мкм. Включения встречаются поодиночке, либо в виде изолированных кластеров вне связи с трещинами и отнесены к первичным (Реддер, 1987). При комнатной температуре все включения содержат две фазы: водно-солевой раствор (70 об%) и уголекислоту (30 об.%).

Микротермометрические анализы включений проводились с использованием криотермокамеры конструкции ЦНИГРИ, позволяющей выполнять охлаждение и нагревание препаратов от -180 до $+650$ °С с измерением температур фазовых переходов во включениях посредством хромель-алюмелевой термопары. Камеру калибровали при температурах тройной точки чистой CO_2 (-56.6°C), температурах плавления льда в стандартных растворах NaCl (от -18° до -1°C), температурах плавления AgNO_3 (210°C) и K_2CrO_7 (398°C).

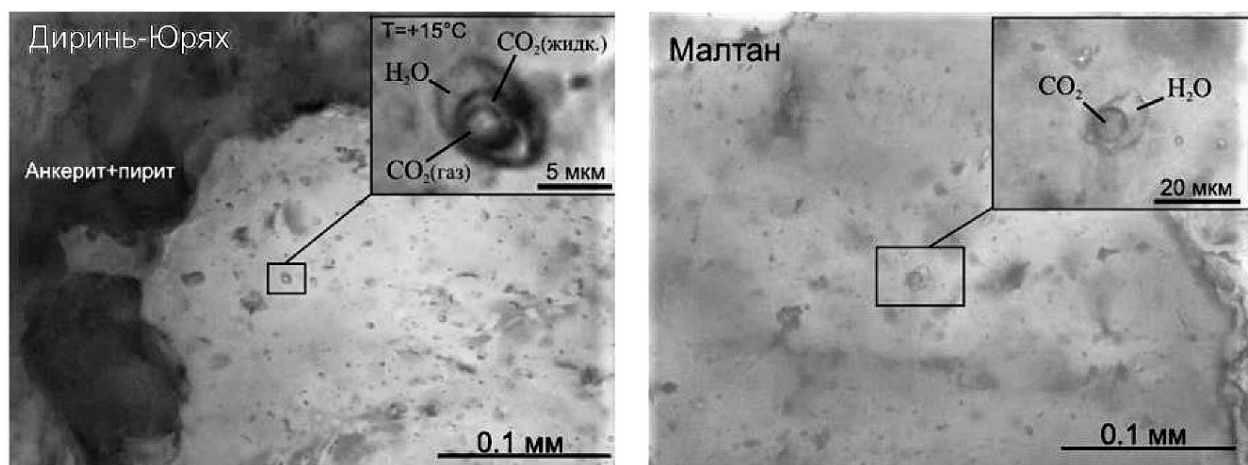


Рисунок 1. Первичные флюидные включения в жильном кварце рудных полей: Диринь-Юряхское и Малтанское.

Для оценки давления были использованы экспериментальные данные по свойствам системы $\text{H}_2\text{O}-\text{NaCl}-\text{CO}_2$ (рис. 2). Известно, что растворимость углекислоты в растворах электролитов является функцией трех переменных: давления, температуры и концентрации солей. Поэтому для определения давления в момент гомогенизации насыщенного углекислотой водно-солевого флюида, кроме температуры гомогенизации и солёности водного раствора, необходимо определить содержание CO_2 (Кряжев, 2010). Это параметр можно рассчитать по плотности углекислоты и ее объемной доле во включениях. Результаты расчетов x_{CO_2} и давления, полученные с помощью соответствующей диаграммы (рис. 2) приведены в (табл. 1).

Давление в минералообразующей системе зависит от тектонического режима и ее глубинности. В условиях литостатического градиента (250 бар/км) давления, определенные для изученных объектов, соответствуют следующим глубинам от палеоповерхности: Малтан — 1,5 км (350 бар), Диринь-Юрях — 4,5 км (1100 бар).

По полученным результатам можно сделать вывод, что жильный кварц изученных объектов был сформирован при близких температурах (295 ± 5 °C) при участии разбавленных (3–5 мас.% NaCl-экв.) углекислотно-водных флюидов, характерных для золоторудных месторождений т.н. «орогенного» типа (Goldfarb, Groves, 2015). Минералообразование протекало на глубинах от 4,5 км на Диринь-Юряхском рудном поле до 1,5 км в пределах Малтанского рудного поля.

Таким образом, по данным наших исследований, температуры минералообразования для обоих исследуемых месторождений соответствуют установленным для золоторудных месторождений Адыча-Тарынской зоны разломов. Минеральный состав руд и стадии минералообразования на Малтанском и Диринь-Юряхском рудном полях сходны и между собой, и в целом характерны для месторождений южной ветви Адыча-Тарынской зоны разломов. В то время, как полученные данные по давлениям значительно разнятся – и между собой, и с другими месторождениями рассматриваемой зоны. Полученные результаты предполагают уделить больше внимания оценке глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов (Прокофьев, Пэк, 2015) и учитывать при оценки глубины и другие факторы, кроме литостатического давления.

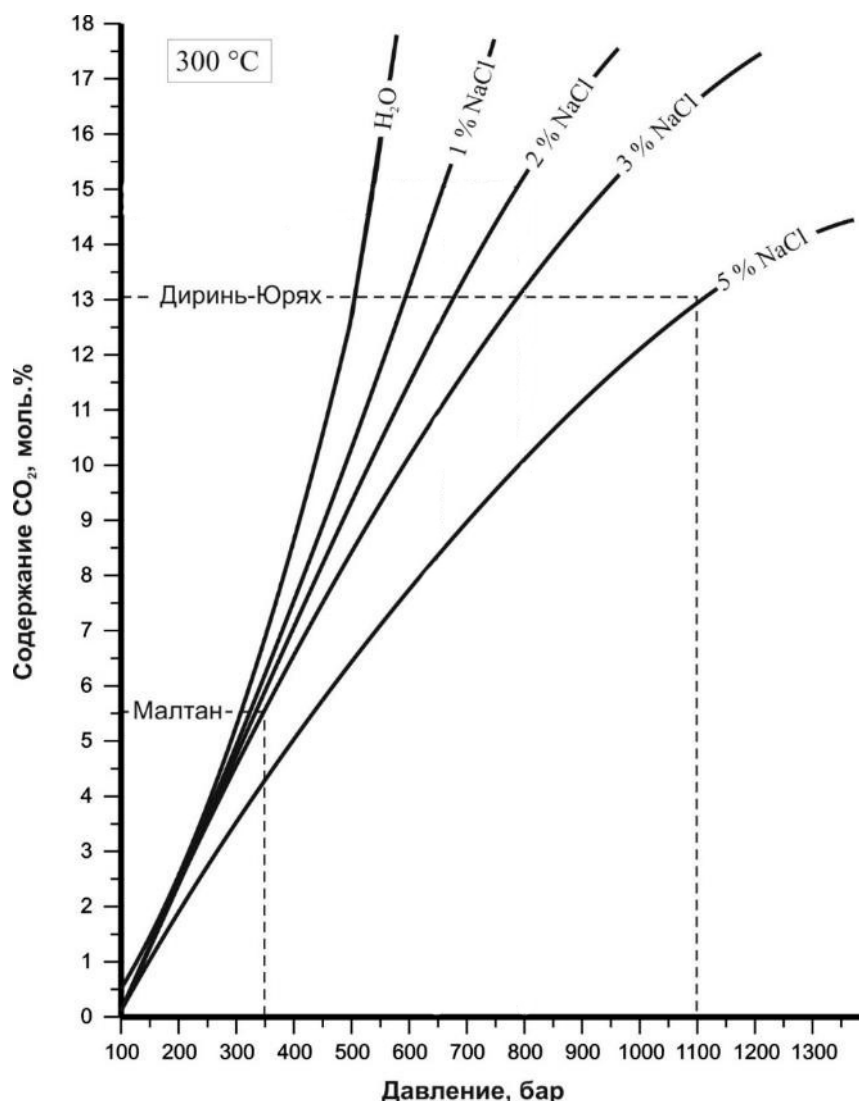


Рисунок 2. Растворимость CO₂ в растворах NaCl (0–5 мас.%) при 300 °C в зависимости от давления (по данным (Такеноучи, Кеннеди, 1968)).

Таблица 1. Параметры флюидных включений в кварце золоторудных месторождений

| Рудное поле | № обр | Температуры фазовых переходов, °C | | | | Расчетные параметры | | |
|-------------|----------|-----------------------------------|--------------------|---------------------|------------------|---------------------|-------------------|-------|
| | | T _{гг} | T _{плCO2} | T _{гомCO2} | T _{гом} | xCO ₂ | C _{NaCl} | P бар |
| Малтан | 434-25,9 | +8,5 | – | +23 (г) | 295–300 | 5,5 | 3 | 350 |
| Диринь-Юрях | 486-1a | +7,5 | –61,5 | +24 (ж) | 290–300 | 13,0 | 5 | 1100 |

Примечания. Измеренные температуры: T_{гг} – плавления газогидрата, T_{плCO₂} – плавления углекислоты, T_{гомCO₂} – гомогенизации углекислоты в газовую (г) или жидкую (ж) фазу, T_{гом} – полной гомогенизации включения путем растворения углекислоты в воде. Расчетные параметры: xCO₂ – мольная доля (%) углекислоты, оцененная по ее объемной доле во включениях (30 об.%) и плотности, определенной по T_{гомCO₂}; C_{NaCl} – концентрация солей в водном растворе (в мас.%-экв. NaCl), определенная по температуре плавления газогидрата (Darling, 1991); P, бар – давление, оцененное по растворимости CO₂ в растворе NaCl при T_{гом} (Кряжев, 2010). Прочерк – фазовый переход отсутствует. В каждом образце проанализировано 10–15 включений.

Войтенко В.Н., Тихонова Н.В., Козлов Е.Н., Сергеев А.В., Алексеев И.А. и др. Отчет по теме «Изучить условия локализации золоторудной минерализации северо-западной части Тарынского рудно-россыпного узла». Отчет по договору № 99/2014 с ГУ ГПП РС(Я) «Якутскгеология» от 19 июня 2014 г.

Войтенко В. Н. Отчет за 2017-2018 гг. (Диринь-Юряхская поисковая площадь) по договору № 230917 от 23 сентября 2017 г. по теме: «Комплексные литолого-структурные исследования с целью выявления контроля золотого оруденения Диринь-Юряхской перспективной площади». СПб: Усть-Нера, 2018, 1 кн.

Крючков А. В., Крючкова Н. Н. Отчёт о результатах работ за 2007-2010гг. по объекту «Поисково-оценочные работы на рудное золото в пределах центральной части Тарынского рудно-россыпного узла. (Республика Саха (Якутия))» (Государственный контракт № 09/07 от 25.04.2007г, филиал «ВосточноЯкутский»). Усть-Нера. 2010. 303 с.

Кряжев С. Г. Современные проблемы теории и практики термобарогеохимии // Руды и металлы. 2010. №2. С. 38-45.

Прокофьев В. Ю., Пэк А. А. Проблемы оценки глубины формирования гидротермальных месторождений по данным о давлении минералообразующих флюидов // Геология рудных месторождений, 2015. т. 57. №1, с. 3-24.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах. М.: Мир. 1987. Т. 1. 558 с.

Родионова А.В., Войтенко В.Н. Особенности минерального состава Малтанского рудного поля (по результатам изучения руд домена Долинного и Малтан) // Мат. XXX Молодёж. Науч. школы-конференции, посвящённой памяти чл.-корр. АН СССР К.О. Кратца и акад. РАН Ф.П. Митрофанова «Актуальные проблемы геологии докембрия, геофизики и геоэкологии» (7-11 октября 2019 г., ГИ КНЦ РАН, Апатиты). Труды Кольского научного центра РАН. Геология и геохимия. 2019. Вып.1. С. 194-198

Такеноучи С., Кеннеди Дж. Растворимость углекислоты в растворах NaCl при высоких температурах и давлениях / В кн.: Термодинамика постмагматических процессов. М.: Мир. 1968. С.137–149.

Фридовский В. Ю., Гамянин Г. Н., Полуфунтикова Л. И. Золото-кварцевая и сурьмяная минерализация месторождения Малтан (Северо-восток России) // Тихоокеанская геология, 2014. т.33. №4. С. 50-62.

Шудов В. А., Лобанов С. П., Бородкина А. Н., и др. Отчет о результатах поисковых работ в пределах Жданинского и Диринь-Юряхского рудных полей за 1999-2001 гг. Усть-Нера, 2001, 232л., 32р., 39/39гр. 1кн. 1п. 2т.

Darling R.S. An extended equation to calculate NaCl contents from final clathrate melting temperatures in H₂O-CO₂-NaCl fluid inclusions: implications for PT-isochors location // Geochim. et Cosmochim. Acta. 1991. V. 55. P. 3869-3871.

Goldfarb R. J., Groves D. I. Orogenic gold: Common or evolving fluid and metal sources through time // Lithos. 2015. V. 233. P. 2–26.

Влияние давления на фазовые отношения и на распределение РЗЭ между алюмосиликатным и алюмофторидным расплавами в модельной гранитной системе с максимальной концентрацией фтора

Русак А.А.¹, Щекина Т.И.², Алферьева Я.О.², Граменицкий Е.Н.², Котельников А.Р.³, Зиновьева Н.Г.², Бычков А.Ю.².

¹ГЕОХИ РАН, г. Москва, aleks7975@yandex.ru

²МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, t-shchekina@mail.ru

³ИЭМ РАН, г. Черноголовка, kotelnik@iem.ac.ru

Введение. Как говорил А.Е. Ферсман: «Среди всех природных минеральных солей, самая главная та, которую мы называем просто соль». А.Е. Ферсман уделил много внимания солям за свою жизнь, предполагал, что руды могли образоваться в особых сильно концентрированных солевых средах минералообразования (Ферсман, 1960). Такие среды существуют в природе. Высококонтцентрированные солевые растворы-расплавы находят в виде флюидных, расплавных включений (Roeder, 1981 и др.). Солевые расплавы отделяются от остаточных расплавов на поздней стадии дифференциации и являются возможными концентраторами рудных компонентов (Граменицкий и др., 2005).

Многие исследователи занимались вопросом водно-солевых (Валяшко, 1990; Veksler et al., 2002 и др.) и силикатно – солевых систем (Когарко, Кригман, 1981). Ю.А. Балашов и Л.Д. Кригман (Балашов, 1976), одними из первых показали, что редкие и редкоземельные элементы (РЗЭ) распределяются в пользу солевого расплава. В данной работе вышесказанное утверждение имеет своё подтверждение и развитие.

Целью экспериментального исследования являлось изучить влияние давления и температуры на фазовые отношения модельной гранитной водонасыщенной системы Si-Al-Na-K-Li-F-O-H с большой концентрацией фтора и лития, а также определить концентрации и коэффициенты разделения РЗЭ, скандия (Sc), иттрия (Y) и лития (Li) между алюмофторидным, или солевым (LF), и алюмосиликатным (L) расплавами. В работе были поставлены следующие задачи: 1) провести эксперименты в диапазоне температур и давлений, отвечающем ликвидусной к (суб)солидусной области гранитной системы; 2) проследить, как изменяются фазовые отношения по мере кристаллизации минералов из обоих расплавов; 3) получить графики распределения РЗЭ, Sc, Y и Li между расплавами.

Методика экспериментов. Всего было проведено 8 серий экспериментов при температурах 800, 700, 600, 550, 500 и 400 °С и давлении 1 и 2 кбар. Исходный состав алюмосиликатного расплава (табл. 1) для опытов был близок к гранитной эвтектике кварц-альбит-ортотлаз при давлении 1 кбар и содержании фтора 1 мас. % (Manning, 1981) и лития 1,5 мас. %. Для приготовления исходных составов опытов использовались следующие реактивы: высушенный гель SiO₂, LiF, K₂SiF₆, NaF, AlF₃, Al₂SiO₅, Al₂O₃ и дистиллированная вода.

Таблица 1. Исходные содержания силикатно-солевой смеси.

| Эл-ты | Si | Al | Na | K | Li | F | O | Total |
|--------|-------|------|------|------|------|-------|-------|--------|
| Вес. % | 23,76 | 9,19 | 5,74 | 7,37 | 1,54 | 20,40 | 32,00 | 100,00 |
| Ат. % | 17,24 | 6,92 | 5,07 | 3,84 | 4,46 | 21,82 | 40,65 | 100,00 |

Соотношения компонентов были подобраны таким образом, чтобы алюмосиликатный расплав, ожидаемый в продуктах экспериментов, был близок по составу к литий-фтористым и криолитсодержащим гранитам, а солевой расплав - к щелочно-алюмофторидному составу, соответствующий стехиометрии криолита.

Эксперименты проводились на установке высокого газового давления («газовой бомбе») в Институте экспериментальной минералогии РАН (ИЭМ им. Д.С. Коржинского РАН). Точность

контроля и регулировки температуры составляла ± 5 °С; давления ± 50 бар. Для каждой ампулы проводился контроль массы до и после проведения опыта. Опыт считался удачным, если расхождение массы было не больше 0,001 г.

Для опытов, поставленных при температуре 800 и 700 °С и давлении 1 и 2 кбар, 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 (Ln_2O_3 , а также Sc_2O_3 и Y_2O_3) по 0,5 мас. % элемента. В опыты добавлялось от 0 до 50 мас. % дистиллированной воды в зависимости от массы твердой шихты. В опыты, поставленные при температурах 600, 500 и 400 °С и давлении 1 кбар, оксиды РЗЭ вводились в систему особыми парами, чтобы на волновом спектрометре не происходило перекрытие пиков РЗЭ: (1) Y_2O_3 , La_2O_3 ; (2) Sm_2O_3 , Gd_2O_3 , Tb_2O_3 ; (3) CeO_2 , Eu_2O_3 и Ho_2O_3 ; (4) Dy_2O_3 ; (5) Pr_2O_3 , Lu_2O_3 , Sc_2O_3 ; (6) Er_2O_3 , Yb_2O_3 ; (7) Nd_2O_3 , Tm_2O_3 ; (8) Sc_2O_3 , Gd_2O_3 в количествах по 2 мас. % элемента от массы навески. Дистиллированная вода добавлялась в каждую ампулу по 5-15, в ряде опытов до 20-50 мас. % от массы навески.

Продукты экспериментов исследовались на сканирующем электронном микроскопе Jeol JSM-6480LV (Япония) с энерго-дисперсионным INCA Energy-350 и кристалл-дифракционным INCA Wave-500 (Oxford Instrument Ltd., Великобритания) спектрометром в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии МГУ. Ускоряющее напряжение составляло 20 кэВ при токе 0,7 нА. Главные и редкоземельные элементы в силикатных стеклах изучались на электронно-зондовом микроанализаторе Superprobe JXA-8230 (Япония) также в лаборатории локальных методов исследования вещества кафедры петрологии и вулканологии МГУ. Концентрации РЗЭ, Y, Sc и Li для опытов, поставленных при температурах 800 и 700 °С и давлений 1 и 2 кбар, 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. Определение редкоземельных элементов, Li, Sc и Y в алюмосиликатном стекле и в солевой фазе (800 и 700 °С, 1 и 2 кбар) в полированных образцах проводили лазерной абляцией в Аналитическом сертификационном испытательном центре Института проблем технологии микроэлектроники и особочистых материалов РАН (АСИЦ ИПТМ РАН).

Результаты. Фазовые отношения в модельной гранитной системе. При 800 °С, 1 и 2 кбар в системе сосуществуют три фазы: алюмосиликатный расплав, солевой, алюмофторидный расплав и водный флюид, при его концентрации более 10 мас. %. Основу образцов составляет алюмосиликатное стекло (закаленный расплав L), в которое погружены глобулы размером от 2 до 1000 мкм. Глобулы, равномерно распределенные в стекле и имеющие размер менее 10 мкм интерпретируются, как закалочные фазы (FP). Глобулы представлены закаленными алюмофторидами щелочей (Na и K) и фторидами РЗЭ, а также Sc, Y и Li.

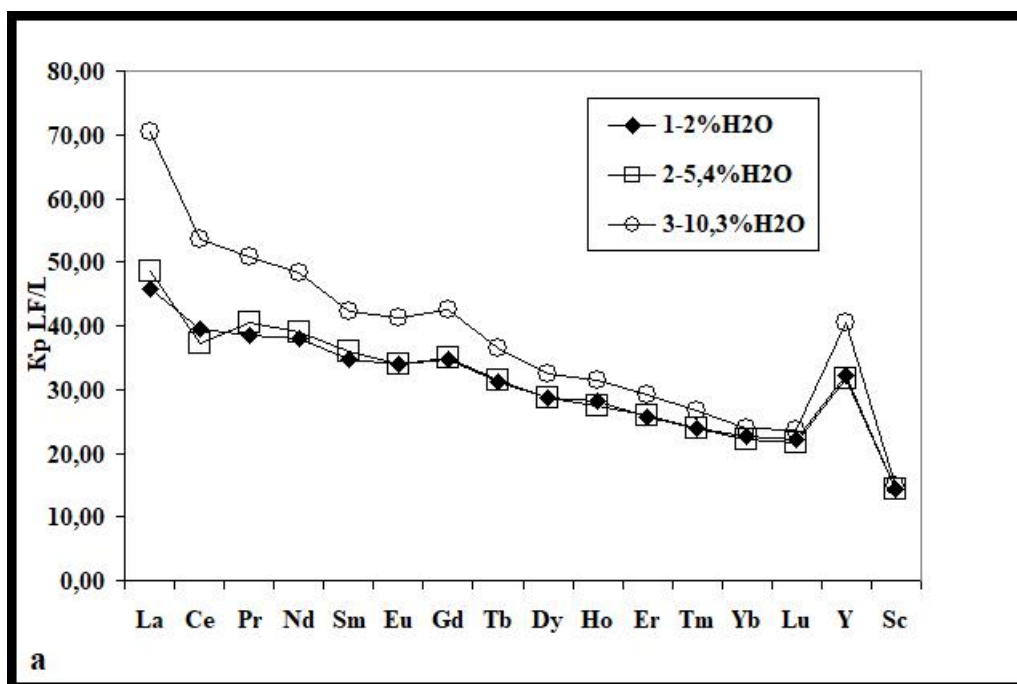
При понижении температуры от 800 °С до 700 °С помимо равновесных фаз (L и LF) в солевой фазе системы начинают образовываться крупные кристаллы криолита до 350 мкм, но все ещё остается солевой расплав, насыщенный РЗЭ, скандием и иттрием, а также литием. При дальнейшем уменьшении температуры ещё на 100 °С из алюмосиликатного расплава кристаллизуется кварц и Li-слюда, полилитийонит, а в глобулах щелочного алюмофторидного расплава появляется – Li-K-Na – криолит, но еще сохраняется солевой расплав, который при закалке состоит из мелких выделений грайсита (LiF) и фторидов РЗЭ, Y и Sc. При дальнейшем уменьшении температуры система всё больше приближается к солидусу. При температурах 550 и 500 °С из алюмосиликатного расплава продолжает кристаллизоваться кварц в виде крупных округлых кристаллов (более 100 мкм), внутри которых нередко наблюдается криолит. Это может служить доказательством совместной кристаллизации кварца со щелочными алюмофторидами. Наблюдается кристаллизация двух разновидностей криолита – практически натриевого и натриево – калиевого. На границе силикатной и солевой фаз продолжается кристаллизация Li-слюды. Из солевого расплава кристаллизуется криолит также существенно Na- и более K-состава. Небольшие участки солевого расплава, занимающие промежутки между кристаллами криолита, все ещё сохраняются в образцах вплоть до 500 °С, концентрируя редкоземельные элементы. При изучении образцов при 400 градусах наблюдаются две фазы: силикатное стекло и

округлые глобулы. В некоторых образцах под бинокляром виден кристаллический материал, скрепленный стеклом. Эти данные пока находятся в обработке.

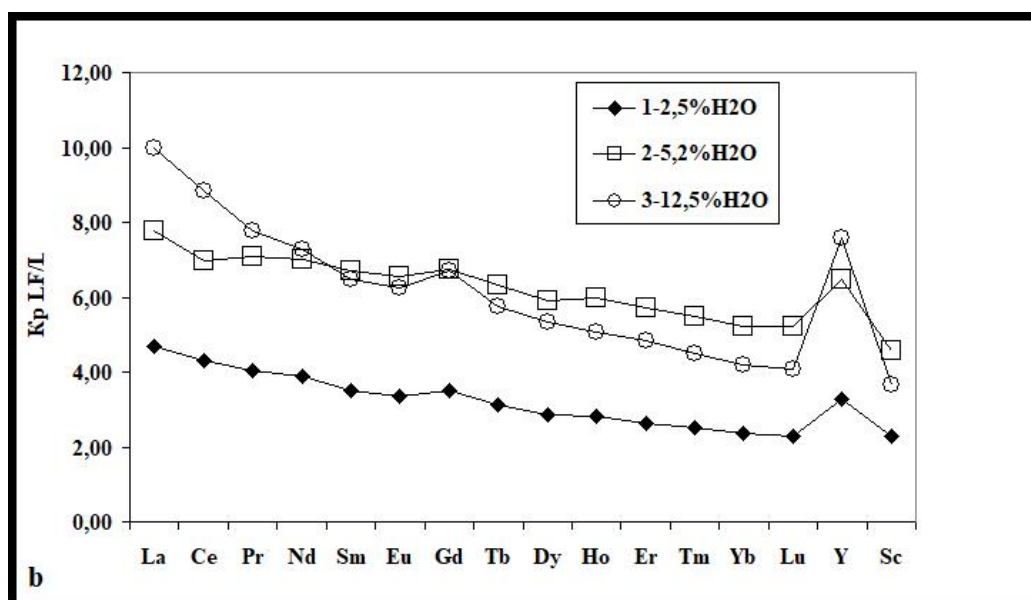
Распределение РЗЭ, скандия, иттрия и лития. По данным изучения образцов получено, что все РЗЭ, скандий, иттрий и литий с большими коэффициентами разделения (D_i) преимущественно концентрируются в солевом щелочно-алюмофторидном расплаве ($D_i(LF/L) = C_i(LF)/C_i(L) \gg 1$) независимо от условий эксперимента. Коэффициенты разделения между солевым и силикатным расплавами постепенно уменьшаются от легких до тяжелых РЗЭ при обоих давлениях (1 и 2 кбар). Также, наблюдается небольшое увеличение коэффициентов разделения для гадолиния на фоне монотонно убывающих значений РЗЭ. При переходе от Gd к Tb происходит скачок потенциала ионизации, вызванный 50% заполнением f-уровня седьмого, находящегося в середине ряда REE атома Gd. Такой эффект носит название «Gd разрыва» (Lottermoser, 1992; Скублов, 2011). Важным наблюдением является то, что коэффициенты разделения, как правило, растут с увеличением концентрации воды в системе. Новым в изучении данной системы является то, что коэффициенты распределения РЗЭ, Y и Sc зависят от давления. Они резко уменьшаются с увеличением давления от 1 до 2 кбар. Если при $T = 800^\circ\text{C}$ и давлении 1 кбар они равны 20-70, то при давлении 2 кбар - не более 10 (рис.1а, б). Влияние давления сохраняется и при 700°C , коэффициенты разделения не более 20-25.

Концентрация Li в солевом расплаве значительно выше, чем в силикатном, особенно при 1 кбар ($T=700-800^\circ\text{C}$). Коэффициенты разделения лития Li (LF/L) значительно уменьшаются с увеличением давления, так же как и для РЗЭ.

Выводы. Солевой расплав преимущественно концентрирует все РЗЭ, а также иттрий, скандий и литий по сравнению с алюмосиликатным. Коэффициенты разделения РЗЭ, Y, Sc и Li между солевыми и алюмосиликатными расплавами зависят от давления, температуры и содержания воды в системе. Поведение РЗЭ тесно связано со свойствами Li и F, которые являются факторами жидкостной несмесимости в этой системе. Li образует в расплавах сложные группировки с фтором, алюминием и редкоземельными элементами. Несомненно, такие факторы, как температура, давление, растворимость воды в расплавах, способность Li, F и РЗЭ к комплексообразованию, вызывают изменение свойств как силикатных, так и солевых фторидных расплавов, и приводят к изменению коэффициентов разделения элементов между фазами.



a)



b)

Рисунок 1. Коэффициенты разделения редкоземельных элементов, иттрия и скандия между солевым щелочно-алюмофторидным и алюмосиликатным расплавами при разных концентрациях воды в гранитной системе Si-Al-Na-K-Li-F-O-H при T = 800 °C и P = 1 кбар (a) и 2 кбар (b).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ, грант № 16-05-00859.

Балашов Ю.А. Геохимия редкоземельных элементов / М.: Наука, 1976. 267 с.

Валяшко В.М. Фазовые равновесия и свойства гидротермальных систем / М.: Наука. 1990. 220 с.

Граменицкий Е.Н., Щекина Т.И., Девятова В.Н. Фазовые отношения во фторсодержащих гранитной и нефелин-сиенитовой системах и распределение элементов между фазами (экспериментальное исследование) / М.: ГЕОС, 2005. -188 с.

Когарко Л. Н., Кригман Л. Д. Фтор в силикатных расплавах и магмах / Москва: Наука, 1981.

Скублов С.Г. (2005) Геохимия редкоземельных элементов в породообразующих метаморфических минералах / СПб: Наука, 147 с.

Ферсман А.Е. Пегматиты. Т.1. Гранитные пегматиты. Избранные труды. Т. 6. М.: Изд-во АН СССР/ 1960. 742 с.

Lottermoser B.G. Rare earth elements and hydrothermal ore formation processes // Ore Geol. Rev. 1992.7(1). P. 25-41.

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

Roeder E. Natural occurrence and significance of fluids indicating high pressure and high temperature // Chemistry and geochemistry of solutions at high temperature and pressure. № 4. N.Y. 1981. P. 9-35.

Veksler I.V., Thomas R. An experimental study of B-, P- and F-rich synthetic granite pegmatite at 0,1 and 0,2 GPa // Contrib. Mineral. Petrol. 2002. V. 143. P. 673 – 683.

Применение метода МВП к анализу временных вариаций уровня безнапорного горизонта

Рябова С.А.¹

¹ИДГ РАН, г. Москва riabovasa@mail.ru

Важной составной частью геофизического комплекса являются исследования методами электромагнитных зондирований (Бердичевский, 1967). Здесь следуют отметить ведущую роль магнитотеллурических единичных измерений (Vozoff, 1990).

В настоящее время все чаще магнитотеллурический метод применяется при площадных исследованиях и в комплексе с другими методами широко используется для решения самых различных геологических задач от поисков месторождений углеводородов и руд до изучения тектоники Земли на глубинах (Варенцов и др., 2013; Bedrosian, Feucht, 2014). Хорошо разработанные методы и программные средства оценки и интерпретации данных обеспечивают получение надежных данных о структурных особенностях изучаемых территорий (Бердичевский, Дмитриев, 2009; Каленов, 1974).

Один из магнитотеллурических методов – метод магнитовариационного профилирования (МВП) основан на определении отношения вертикальной составляющей магнитного поля к полному горизонтальному магнитному вектору путем решения уравнения (Бердичевский и др., 2003):

$$H_z = W_{zx} H_x + W_{zy} H_y. \quad (1)$$

Равенство (1) носит название соотношения Визе-Паркинсона. На основе измерения значений всех трех компонент магнитного поля H_x , H_y , H_z устанавливаются линейные связи между вертикальным полем H_z и горизонтальными компонентами H_x , H_y , а затем находится индукционный комплексный вектор Визе-Паркинсона W , изображаемый в виде стрелок (типперов), ориентированных вкrest простирания двумерно-неоднородных структур (Бердичевский, Дмитриев, 2009):

$$\vec{W} = w_{zx} d\vec{x} + w_{zy} d\vec{y}, \quad (2)$$

$$|W| = (w_{zx}^2 + w_{zy}^2)^{1/2}. \quad (3)$$

Метод МВП может быть реализован как по измерениям в одной точке, так и путем измерения поля на передвижной точке относительно базовой точки (Бердичевский и др., 2003).

В рамках настоящих исследований метод МВП применяется с целью анализа временных изменений в уровне безнапорного горизонта. В качестве исходных данных используются результаты инструментальных наблюдений на Геофизической обсерватории «Михнево» ИДГ РАН.

Бердичевский М.Н. Электрическая разведка методом магнитотеллурического профилирования / М.: Недра. 1967. 255 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И. Модели и методы магнитотеллурики / М.: Научный мир. 2009. 679 с.

Бердичевский М.Н., Дмитриев В.И., Голубцова Н.С. и др. МВ зондирование: новые возможности // Физика Земли. 2003. № 9. С. 3–30.

Варенцов Ив.М., Куликов В.А., Яковлев А.Г., Яковлев Д.В. Возможности методов магнитотеллурики в задачах рудной геофизики // Физика Земли. 2013. № 3. С. 9–299.

Каленов Е.Н. Геологическое истолкование результатов магнитотеллурической разведки / М.: Недра. 1974. 152 с.

Bedrosian P.A. Feucht D.W. Structure and tectonics of the northwestern United States from EarthScope USArray magnetotelluric data // Earth and Planetary Science Letters. 2014. Vol. 402. P. 275–289.

Vozoff K. Magnetotellurics: Principles and practice // Proceedings of the Indian Academy of Sciences – Earth and Planetary Sciences. 1990. Vol. 99. P. 441–471.

Проблемы поддержания пластового давления и закачка промышленных стоков в недра Земли на месторождениях Широкого Приобья Западно-Сибирского мегабассейна

Сабанина И.Г.¹

¹ТИУ, г. Тюмень, Ir-gen@inbox.ru

При разработке и эксплуатации месторождений углеводородов гидрогеологические промысловые исследования являются важными и ответственными. Рассмотрим две проблемы нефтегазопромысловой гидрогеологии ЗСМБ:

1) закачка промстоков в недра земли; 2) повышение нефтеотдачи пластов.

В Западной Сибири захоронение вод в подземные горизонты связано, прежде всего, с работой систем поддержания пластового давления (ППД) при нефтегазодобыче. В качестве агентов заводнения наиболее приемлемым агентом закачки считаются «сеноманские воды», которые по геохимическому облику и окислительно-восстановительной обстановке мало отличаются от подземных вод продуктивных пластов (Карцев и др., 1986, Матусевич и др., 2010).

Первые испытания скважин, вскрывающие «сеноманские» воды, с целью установления параметров подсчета запасов этих вод с последующей их закачкой в продуктивные пласты (систем ППД) начаты в 1966 г. в Ханты-Мансийском автономном округе на Усть-Балыкском нефтяном месторождении. Метод заводнения быстро приобрел в Западной Сибири грандиозные масштабы, и к концу века общий объем закачанных только для «сеноманских» вод превысил 10 млрд м³. Широкое распространение, большая мощность и хорошие коллекторские свойства апт-сеноманских отложений во многих районах Западной Сибири позволяют и в дальнейшем наращивать темпы закачки этих вод на вновь открытых и вводимых в эксплуатацию месторождениях.

Проблемы поддержания пластового давления возникли в конце прошлого века и ежегодно обостряются в связи с бурным развитием нефтегазодобывающей промышленности Западной Сибири. Освоение нефтяных и газовых месторождений связано с формированием промышленных стоков, которые представляют собой смесь вод, добытых вместе с газом, нефтью, углеводородным конденсатом, и других техногенных вод, образующихся в результате различных технологических процессов.

В настоящее время промышленные сточные воды не поддаются очистке полностью, даже при самых совершенных технологиях очистки в стоках остаются токсичные компоненты, которые можно обезвредить либо сжиганием, либо путем подземного захоронения в глубокозалегающие поглощающие горизонты (Матусевич и др., 2005, 2010).

Все существующие в настоящее время проблемы подземного захоронения можно разделить на четыре группы: выбор поглощающего горизонта; водоподготовка закачиваемых промышленных сточных вод; совместимость пластовых вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса с закачиваемыми сточными водами; опасности риска, связанные с захоронением стоков в недра.

Подземное захоронение сточных вод возможно при благоприятном сочетании геологических и гидрогеологических условий. К поглощающим горизонтам предъявляются следующие требования:

- подземные воды поглощающего горизонта как на момент его выбора, так и в обозримом будущем в районе полигона захоронения сточных вод не должны использоваться ни в хозяйственно-питьевых, лечебных и промышленных целях, ни для тепло- и энергоснабжения. Закачка сточных вод не должна также оказывать негативное воздействие на газовые и нефтяные залежи, приуроченные к горизонту;

- поглощающий горизонт должен быть надежно изолирован от выше- и нижележащих горизонтов, подземные воды которых используются или которые предполагается использовать в хозяйственной деятельности. Изолирующие его водоупоры должны быть практически

непроницаемы для сточных вод и не должны разрушаться под их воздействием. Одним из критериев является наличие над перекрывающим поглощающий горизонт водоупором «буферного» (защитного) горизонта;

- предполагаемый участок закачки стоков должен быть удален на достаточно большое расстояние от областей питания, разгрузки и зон пресных подземных вод поглощающего горизонта, от участков замещения указанных водоупоров проницаемыми породами и от флюидопроводящих разрывных нарушений;

- поглощающий горизонт должен иметь высокие емкостные, фильтрационные и благоприятные физико-химические свойства (Карцев и др., 1986, Матусевич и др., 2005, 2010).

Площадь распространения, толщина, пористость и проницаемость коллекторов должны обеспечить требуемую приемистость горизонта при приемлемых с технико-экономической точки зрения давлениях нагнетания. Приемистость не должна существенно снижаться из-за взаимодействия закачиваемых стоков с породами и подземными водами горизонта.

Исходя из перечисленных выше критериев и гидрогеологических условий на большей части территории основных нефтегазоносных районов Среднего Приобья и ЗСМБ в целом в качестве поглощающего горизонта следует рассматривать апт-альб-сеноманский гидрогеологический комплекс, отождествляемый с одноименной региональной водоносной толщей (Матусевич и др., 2005, 2010).

Изученность геологического строения и гидрогеологических условий района работ и Усть-Балыкского месторождения достаточно высокая и базируется на результатах значительного объема поисково-разведочных работ на нефть, газ и подземные воды.

По мере ввода в эксплуатацию нефтяных скважин, процесс разработки требовал создания и функционирования систем ППД. В связи с этим все большее значение приобретают гидрогеологические исследования. Анализ геофизических материалов указывал на наличие в разрезе мощного апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса, который становится основным целевым объектом и его ресурсы используются в системах ППД нефтепромыслов.

Первые водозаборные скважины были пробурены в 1965 г. на Усть-Балыкском, затем на других месторождениях Среднего Приобья. В 1969 г. полученные гидродинамические параметры испытаний этих скважин положены в основу оценки и подсчета эксплуатационных запасов подземных вод Усть-Балыкского, Солкинского, Мамонтовского, Южно-Балыкского и других участков.

В 1974 г. проведена работа по региональной оценке запасов подземных вод апт-альб-сеноманского комплекса в пределах Сургутского нефтегазоносного района. Материалы подсчета эксплуатационных запасов подземных вод (ЭЗПВ) прошли государственную экспертизу и были утверждены ГКЗ СССР.

В районе Среднего Приобья, где сосредоточены основные объекты добычи подземных вод, в пределах апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса сформировалась единая площадь нарушенного гидродинамического режима размером в сотни квадратных километров. В связи с этим дальнейшая добыча минерализованных вод, как и оценка их эксплуатационных запасов на локальных участках, должна вестись на базе регионального рассмотрения всей системы взаимодействующих водозаборов.

К такой крупномасштабной работе по оценке эксплуатационных запасов и ресурсного потенциала апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса на территории ХМАО в 1999 г. приступила компания «ГИДЭК». В отчете обобщена и проанализирована вся имеющаяся геолого-гидрогеологическая информация, на базе которой разработана региональная численная гидрогеологическая модель апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса и проведены прогнозные расчеты. ЭЗПВ утверждены ГКЗ в 2004 г. (протокол №988 от 29.12.2004 г.).

Еще одна крупная работа была выполнена несколько ранее, в 2002 г. НИИГИГ в рамках региональной оценки гидроминеральных ресурсов (йодо-бромных вод) апт-альб-сеноманских и неокомских отложений ХМАО.

Применительно к апт-альб-сеноманскому гидрогеологическому комплексу все эти исследования подтвердили однотипность гидрогеологических условий и высокие

фильтрационно-емкостные параметры коллекторов изучаемого объекта на обширной территории Широкого Приобья (Карцев и др., 1986, Матусевич и др., 2005, 2010).

Эксплуатация месторождения осуществляется с использованием системы поддержания пластового давления (ППД). На начальном этапе разработки основным агентом для заводнения нефтяных пластов являлись подземные воды апт-альб-сеноманского водоносного комплекса. Для этой цели в период с 1966 по 1976 гг. на месторождении был организован водозабор, располагавшийся в центральной части месторождения. Запасы подземных вод апт-альб-сеноманского водоносного комплекса утверждены в 1976 г. (протокол ГКЗ СССР №7569 от 28.01.1976 г.) на 25-летний расчетный срок в объеме 57,0 тыс.м³/сут, в том числе по категориям: А – 52,2 тыс.м³/сут, В – 4,8 тыс.м³/сут.

Использование апт-альб-сеноманского комплекса не ограничивается добычей подземных вод для нужд нефтепромысла. Так, на начальных этапах освоения нефтяного месторождения наблюдается интенсивный рост отбора подземных вод комплекса для обеспечения систем ППД. В последующем происходит постепенное снижение их отбора за счет компенсации подтоварными водами, вплоть до полного прекращения водоотбора из апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса.

На Усть-Балыкском месторождении емкостные возможности комплекса для закачки избытков подтоварных вод используются с 2009 г. ООО «Ханты-Мансийским центром экспертиз» в 2008 г. было выполнено «Гидрогеологическое обоснование и проект утилизации подтоварных вод на Усть-Балыкском месторождении». Управлением по недропользованию по ХМАО было принято решение о снятии с государственного учета запасов подземных вод апт-альб-сеноманского гидрогеологического комплекса, утвержденных протоколом ГКЗ СССР №7569 от 28.01.1976 г. на Усть-Балыкском водозаборном участке в полном количестве в связи с отсутствием потребности в них.

В районе Усть-Балыкского месторождения в качестве объекта для закачки излишков подтоварных вод принят апт-альб-сеноманский гидрогеологический комплекс в интервале покурской свиты без чернореченской толщи. Эксплуатационный объект характеризуется в среднем общей мощностью 733 м, эффективной – 523 м.

Вышележащий водоупор мощностью до 750 м, сложенный глинисто-кремнистыми отложениями турон-эоценового возраста, надежно изолирует данный комплекс от подземных вод зоны свободного водообмена. Глинистые породы чернореченской толщи и алымской свиты суммарной мощностью до 300 м, разделяют апт-альб-сеноманский и неокомский водоносные комплексы.

Литологическое описание пород представлено с привлечением материалов по керну, отобранному из скважин Усть-Балыкского месторождения и на близрасположенных площадях (Мамонтовская, Западно-Сургутская и другие).

Вмещающие комплекс породы представлены:

-песчаниками от светло- до темно-серых, иногда с зеленоватым оттенком, от тонко- до среднезернистых, с преобладанием мелко- и среднезернистых, полимиктового и кварц-полевошпатового составов, с глинистым цементом порового типа (10,0 – 18,0%); -- алевролитами темно-серыми, серыми с зеленоватым оттенком, глинистыми, песчанистыми, слабослюдистыми, слабосланцевыми, тонко- и мелкозернистыми, с линзовидными включениями глин, с редкими растительными остатками. Примесь глин колеблется от 13,3 до 50,0%;

- глинами серыми, темно-серыми, серовато-зелеными, от слабоуплотненных до плотных, крепкими, с плоскостями скольжения, алевритистыми, песчанистыми, аргиллитоподобными, слабослюдистыми, комковатыми, жирными, с включениями углистых остатков, местами с прослоями алевролита серого, плотного. В аптском разрезе отмечены известковистые глины. Содержание алевритовой фракции в глинах составляет 31,6 – 43,1%.

По проведенным данным ГИС на 71,3% апт-альб-сеноманский гидрогеологический комплекс в районе Усть-Балыкского месторождения сложен проницаемыми отложениями. Среди коллекторов преобладают песчаники – 56,2%, доля алеврито-песчаных пород составляет 35,3%, содержание алевролитов – 8,5%. Увеличение доли наиболее проницаемых отложений отмечается

сверху вниз по разрезу свиты (лучшими коллекторскими свойствами обладают отложения средней и нижней подсвиты). Водовмещающие породы характеризуются высокими фильтрационно-емкостными свойствами. По данным ГИС пористость изменяется от 27,7 до 30,0 % (в среднем 28,6%), проницаемость – от 257,08 до 536,70 мД (в среднем 445,63 мД). Меньшие значения проницаемости в основном приурочены к центральной зоне участка, области высоких значений показателя отмечаются в северо-западной и южной частях.

Карцев А.А., Вагин С.Б., Матусевич В.М. Гидрогеология нефтегазоносных бассейнов / М.: Недра. 1986. 244 с.

Матусевич В.М., Ковяткина Л.А. Нефтегазовая гидрогеология: учебное пособие / Тюмень: Вектор Бук. 2010. 216 с.

Матусевич В.М., Рыльков А.В., Ушатинский И.Н. Геофлюидалные системы и проблемы нефтегазоносности Западно-Сибирского мегабассейна / Тюмень: ТюмГНГУ. 2005. 225 с.

Содержания и формы нахождения Au и Ag в различных породах Томторского массива (Арктическая Сибирь)

Сарыг-оол Б.Ю.¹, Лазарева Е.В.¹, Мягкая И.Н.¹, Толстов А.В.², Баранов Л.Н.^{1,2}, Жмодик С.М.¹

¹ИГМ СО РАН, г. Новосибирск, sarygool@igm.nsc.ru

²АК «АЛРОСА» (ПАО), г. Мирный, Республика Саха (Якутия)

Томторский массив ультраосновных щелочных пород и карбонатитов (и связанное с ним ниобий-редкоземельное месторождение) расположен на севере Республики Саха (Якутия). Руды месторождения содержат Nb, Y, Sc и REE в высоких концентрациях, наиболее богатые из них являются природным ниобиевым и редкоземельным концентратом. Суммарное содержание REE в некоторых горизонтах превышает 10 %.

Массив округлой формы диаметром около 20 км, общей площадью около 250 км² является одним из самых крупных карбонатитовых комплексов в мире. Имеет концентрически-зональное строение: центральное ядро сложено карбонатитами, вокруг них неполное кольцо образуют ультрамафиты и фойдолиты, внешняя часть массива представлена щелочными и нефелиновыми сиенитами. По всем породам развита кора выветривания, наиболее мощная сформировалась по карбонатитам, обогащенным фосфатами и редкоземельными элементами. Выделяются четыре горизонта (сверху вниз): каолинит-крандаллитовый, сидеритовый, гетитовый и франколитовый (Lazareva et al., 2015).

Предполагается, что в пределах массива развита благороднометаллическая минерализация. Обособления состава Au_{90,5}Ag_{6,7}Cu_{2,8} были обнаружены в кальците камафоритов и Au₆₂Ag₃₈ – в пирите сиенитов (Баранов и др., 2018). Интересно, что в рихторритах и псевдолейцитовых сиенитах массива Богдо, расположенного в 20-40 км севернее Томторского массива и относящегося к интрузиям томторского типа, обнаружено самородное золото состава Au_{0,91}Ag_{0,09} – Au_{0,78}Ag_{0,22} (Жмодик и др. 2020). Кроме того, в близко расположенных от Томторского массива россыпных месторождениях обнаружено Au близкого состава, источником которого, как предполагается, могут быть в том числе и щелочные и ультраосновные породы Томторского массива (Герасимов, Никифорова, 2017).

Были изучены валовые содержания Au и Ag в различных типах пород Томторского массива, вскрытых скважиной №6151 глубиной 500 метров из участка Буранный. Содержания Au определялись методом атомно-абсорбционной спектрометрии (ААС) с электротермической атомизацией проб (спектрометр Solar M6, Thermo Electron, США) согласно методике НСАМ №237-С (2006), модифицированной по рекомендациям В.Г. Цимбалист (1980) для ультранизких содержаний золота. Методика предполагает открытое «мокрохимическое» разложение пробы смесью минеральных кислот (HF-HClO₄-HNO₃-HCl) и экстракцию аналита в органическую фазу. Валовые содержания серебра по всей скважине были проанализированы методом РФА-СИ (результаты представлены на рис. 1).

Также было изучено распределение форм нахождения Au и Ag в обогащенных Nb-REE образцах пород с преобладанием сидерита (см. рис. 1): №34 – породы с преобладанием сидерита, №48 и №50 – первый горизонт Nb-REE руд (РНР-1), залегающий над сидеритовыми породами, №56 – второй горизонт Nb-REE руд (РНР-2), залегающий под сидеритовыми породами. Применялась 7-ступенчатая схема выщелачивания с выделением водорастворимой, ионообменной, дважды кислоторастворимой (карбонатной), восстанавливаемой (гидроксидной), окисляемой (сульфидной), остаточной фракций (результаты представлены на рис. 2).

Согласно данным ААС анализа, наиболее высокие содержания Au обнаружены в кальцитовых карбонатитах (до 60 мг/т), в породах с преобладанием апатита (франколита) (до 100 мг/т). Небольшие содержания (до 10 мг/т) обнаружены в обогащенных Nb-REE образцах пород с преобладанием сидерита и гетита, что не согласуется с данными ступенчатого выщелачивания,

где содержание золота по сумме всех фракций достигает 180 мг/т. Другие породы содержат золото на уровне или ниже кларка в земной коре. Пределы обнаружения метода ААС – 0.5 мг/т.

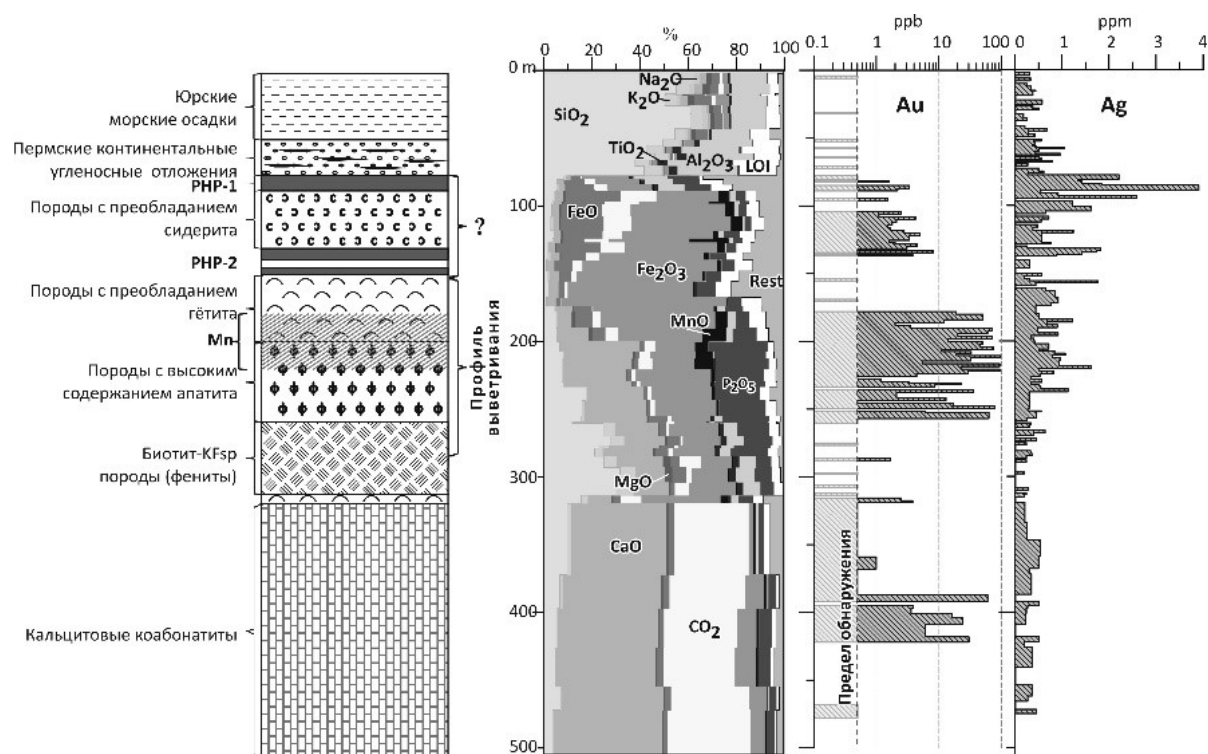


Рисунок 1. Структура скважины, химический состав (по данным РФА полного силикатного анализа), распределение золота и серебра по скважине.

RHP-1 – первый горизонт Nb-REE руд, RHP-2 – второй горизонт Nb-REE руд.

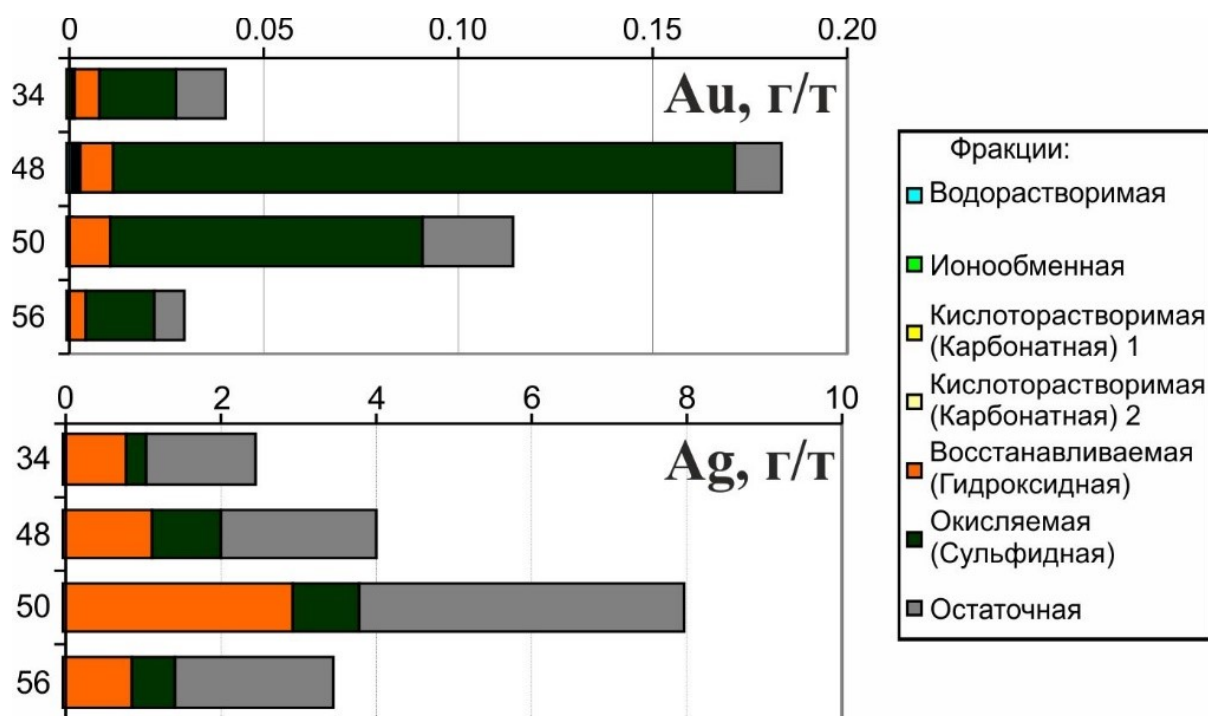


Рисунок 2. Формы нахождения золота и серебра в обогащенных Nb-REE образцах пород с преобладанием сидерита.

Образцы: №34 – породы с преобладанием сидериты, №48 и №50 – RHP-1, №56 – RHP-2.

Согласно данным ступенчатого выщелачивания, Au изученных образцах находится преимущественно в виде окисляемых форм: наноразмерных самородных частиц и связанное с сульфидами. Некоторое количество золота извлекается в остаточную фракцию, что, вероятно, соответствует золоту, связанному с силикатами и упорными минералами. Золото, связанное с гидроксидами Fe- и APS- (алюмофосфатами) минералами (преимущественно минералы группы крадаллита), извлекается в восстанавливаемую фракцию. Существенных содержаний мобильных форм золота (водорастворимых, ионообменных, кислоторастворимых) не обнаружено.

Данные по распределению валовых содержаний золота и его форм нахождения не противоречат ранее полученным данным: немногочисленные находки частиц самородного золота (из других мест опробования в пределах Томторского массива) были обнаружены в тесной связи с карбонатом и пиритом.

Породы с преобладанием сидерита и профиля выветривания обогащены серебром. Самые высокие содержания наблюдаются в обогащенных Nb-REE образцах (до 4 г/т), которые содержат минералы надгруппы алуниита, являющиеся, как было установлено ранее, естественным концентратором для микроэлементов в условиях Томторского массива. Кроме того, химическая структура APS-минералов предполагает, что серебро может входить в структуру минералов в качестве примеси. Содержания Ag в осадочных породах и кальцитовых карбонатах низкие (менее 0.5 г/т).

Формы серебра в изученных образцах выщелачиваются в остаточную, восстанавливаемую и окисляемую фракции. Восстанавливаемые формы Ag – это те, что связаны с гидроксидами Fe и APS-минералами. Также возможно, что собственные минеральные формы серебра извлекаются на этой стадии. Серебро в остаточной фракции, видимо, связано с упорными минералами. Небольшие количества серебра в окисляемой фракции вызваны растворением сульфидов и частичным растворением упорных минералов. Также не обнаружено мобильных форм серебра.

Из полученных данных можно сделать вывод, что, если бы пачка «РНР-1-сидеритовый горизонт-РНР-2» являлась верхней частью профиля выветривания, следовало бы ожидать обогащение золотом этой части разреза в результате концентрирования обогащения в процессе формирования профиля, но этого не наблюдается. Полученные данные свидетельствуют о том, что породы ультраосновных щелочных комплексов томторского типа могут рассматриваться в качестве одного из источников золота в россыпях Арктической Сибири.

Работа выполнена в рамках гранта № 18-17-00120 РНФ. Аналитические работы выполнены в ЦКП Многоэлементных и изотопных исследований СО РАН.

Методика М.В.И. НСАМ № 237–С. Определение золота экстракционно-атомно-абсорбционным методом с органическими сульфидами в минеральном сырье разнообразного состава. Отраслевая методика III категории точности // Москва. 2006.

Баранов Л. Н., Толстов А. В., Округин А. В., Слепцов А. П. Новое в минералогии и геохимии апатит-магнетитовых руд массива Томтор, северо-восток Сибирской платформы // Руды и металлы. 2018. №. 2. С. 42-54.

Герасимов Б.Б., Никифорова З.С. Предполагаемые формационные типы коренных источников золота Анабарского района (северо-восток Сибирской платформы) // Природные ресурсы Арктики и Субарктики. 2017. №. 2 (86). С. 11-16.

Жмодик С.М., Добрецов Н.Л., Лазарева Е.В., Белянин Д.К., Толстов А.В., Карманов Н.С. Золото и серебро в щелочных породах массива Богдо (Арктическая Сибирь) / В кн.: Геология и минерально-сырьевые ресурсы Северо-Востока России. Материалы X Всероссийской НПК с международным участием, 08 - 10 апреля 2020 г. с. 195-199.

Цимбалист В.Г., Оболенская Р.В. Методы определения золота и серебра при геохимических исследованиях. Метод. Разработки / Новосибирск: Институт геологии и геофизики СО АН СССР. 1980. 47 с.

Lazareva E.V. Zhmodik S.M., Dobretsov N.L., Tolstov A.V., Shcherbov B.L., Karmanov N.S., Gerasimov E.Yu., Bryanskaya A.V. Main minerals of abnormally high-grade ores of the Tomtor deposit (Arctic Siberia) // Russian Geology and Geophysics. 2015. Т. 56. №. 6. С. 844-873.

Поведение рудных элементов в приповерхностной зоне рудного участка Свобода Малмыжского золото-медно-порфирикового месторождения (Хабаровский край)

Свистунов В.В.¹

¹МГУ им. М.В. Ломоносова, г. Москва, vasilysvistunov@mail.ru

Участок Свобода является одним из центров рудной минерализации Малмыжского золото-медно-порфирикового месторождения. В пределах участка Свобода, по степени и характеру гипергенных изменений горных пород выделяются три зоны: окисленных, смешанных и первичных руд. Близповерхностная зона окисленных руд имеет мощность 20–30 м, представляет собой интенсивно выщелоченные метасоматиты. Рудные минералы (магнетит, пирит, халькопирит) в этой зоне практически полностью замещены гётитом, ярозитом, гематитом, распространены медьсодержащие вады (предположительно лампадит), редко встречаются халькозин, ковеллин, малахит.

Смешанная зона имеет мощность 10–30 м, она представляет собой в различной степени окисленные и выщелоченные метасоматиты, с наличием как рудных минералов зоны первичных руд, так и зоны окисления. Достаточно часто здесь встречается халькозин, распространены также пирит, ковеллин, халькопирит, а также, в относительно небольшом количестве рудные минералы зоны окисления. Первичные руды представлены главным образом пиритом, халькопиритом, магнетитом, редко встречается борнит, сфалерит, галенит, молибденит и другие малораспространенные минералы (Буханова, 2016, Крюков и др., 2019).

Для определения взаимосвязей между содержаниями рудных компонентов были рассчитаны корреляционные матрицы (табл. 1). Все рудные компоненты (за исключением железа) демонстрируют лог-нормальное распределение. В связи с этим, для установления корреляционных связей по критерию Пирсена были проведены соответствующие преобразования (Дэвис, 1990). Корреляционный анализ был произведен отдельно для зон первичных, смешанных и окисленных руд. Кроме того, корреляционный анализ был проведен также и для проб металлотрической съемки, отобранных из рыхлых пород, перекрывающих месторождение.

Анализируя полученные результаты, можно заметить, что в первичных рудах наиболее высокая корреляция отмечается между содержаниями меди и золота (0,77). С медью также имеет корреляцию молибден (0,34), хотя и довольно слабую, эти три элемента были выделены в первую корреляционную группу. Во вторую группу, с относительно повышенным значением коэффициента корреляции входят свинец, цинк и марганец. Значения коэффициента корреляции свинца с цинком составляет 0,38, с марганцем – 0,41, марганца с цинком – 0,4. Особое положение занимает серебро, которое относительно неплохо коррелирует как с первой, так и со второй группой элементов.

При переходе к смешанной зоне наблюдается некоторое ослабление корреляционной зависимости в первой группе элементов (Cu-Au – 0,58), в особенности меди и молибдена (0,14). Однако появляется зависимость золота и меди с элементами второй корреляционной группы, главным образом со свинцом (Cu-Pb – 0,43, Au-Pb – 0,34, Cu-Zn – 0,41). Во второй группе элементов значительно ослабевает связь марганца и свинца (0,06). При этом железо начинает демонстрировать заметное повышение связи со всеми элементами второй группы (0,31–0,33).

В окисленной зоне наблюдается значительное изменение связей элементов. Медь повышает устойчивость связи с марганцем (0,86), цинком (0,73), свинцом (0,53) а также с железом (0,48) снижая при этом с золотом (0,45). Золото при этом демонстрирует связи с железом (0,56), свинцом (0,49) и молибденом (0,62).

Таблица 1. Коэффициенты корреляции между рудными элементами в приповерхностных зонах участка Свобода

| Зона первичных руд | | | | | | | | |
|---|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|-------|
| | Cu | Au | As | Fe | Mn | Mo | Pb | Zn |
| Cu | | 0.77 | 0.07 | 0.14 | -0.06 | 0.34 | 0.16 | -0.03 |
| Au | 0.77 | | 0.13 | 0.27 | 0 | 0.19 | 0.22 | 0.02 |
| As | 0.07 | 0.13 | | 0.2 | 0.28 | 0 | 0.33 | 0.23 |
| Fe | 0.14 | 0.27 | 0.2 | | 0.07 | -0.07 | 0.28 | 0.17 |
| Mn | -0.06 | 0 | 0.28 | 0.07 | | -0.19 | 0.41 | 0.4 |
| Mo | 0.34 | 0.19 | 0 | -0.07 | -0.19 | | -0.02 | -0.04 |
| Pb | 0.16 | 0.22 | 0.33 | 0.28 | 0.41 | -0.02 | | 0.38 |
| Zn | -0.03 | 0.02 | 0.23 | 0.17 | 0.4 | -0.04 | 0.38 | |
| Смешанная зона | | | | | | | | |
| | Cu | Au | As | Fe | Mn | Mo | Pb | Zn |
| Cu | | 0.58 | 0.11 | 0.19 | 0.25 | 0.14 | 0.43 | 0.41 |
| Au | 0.58 | | 0.07 | 0.02 | 0 | 0.28 | 0.34 | 0.13 |
| As | 0.11 | 0.07 | | 0.13 | 0.03 | 0.01 | 0.34 | 0.15 |
| Fe | 0.19 | 0.02 | 0.13 | | 0.33 | -0.16 | 0.33 | 0.31 |
| Mn | 0.25 | 0 | 0.03 | 0.33 | | 0.2 | 0.06 | 0.62 |
| Mo | 0.14 | 0.28 | 0.01 | -0.16 | 0.2 | | -0.04 | 0.1 |
| Pb | 0.43 | 0.34 | 0.34 | 0.33 | 0.06 | -0.04 | | 0.31 |
| Zn | 0.41 | 0.13 | 0.15 | 0.31 | 0.62 | 0.1 | 0.31 | |
| Окисленная зона | | | | | | | | |
| | Cu | Au | As | Fe | Mn | Mo | Pb | Zn |
| Cu | | 0.45 | -0.22 | 0.48 | 0.86 | 0.03 | 0.53 | 0.73 |
| Au | 0.45 | | 0.24 | 0.56 | 0.34 | 0.62 | 0.49 | 0.18 |
| As | -0.22 | 0.24 | | -0.06 | -0.33 | 0.31 | 0.23 | -0.37 |
| Fe | 0.48 | 0.56 | -0.06 | | 0.39 | 0.32 | 0.55 | 0.13 |
| Mn | 0.86 | 0.34 | -0.33 | 0.39 | | 0.07 | 0.41 | 0.84 |
| Mo | 0.03 | 0.62 | 0.31 | 0.32 | 0.07 | | 0.13 | -0.11 |
| Pb | 0.53 | 0.49 | 0.23 | 0.55 | 0.41 | 0.13 | | 0.18 |
| Zn | 0.73 | 0.18 | -0.37 | 0.13 | 0.84 | -0.11 | 0.18 | |
| Литогеохимические пробы из поверхностных рыхлых образований | | | | | | | | |
| | Cu | Au | As | Fe | Mn | Mo | Pb | Zn |
| Cu | | 0.41 | -0.08 | 0.37 | 0.19 | 0.49 | 0.47 | 0.17 |
| Au | 0.41 | | -0.15 | 0.22 | 0.13 | 0.25 | 0.26 | -0.15 |
| As | -0.08 | -0.15 | | 0.44 | 0.28 | 0 | 0.37 | 0.01 |
| Fe | 0.37 | 0.22 | 0.44 | | 0.35 | 0.51 | 0.34 | 0.25 |
| Mn | 0.19 | 0.13 | 0.28 | 0.35 | | 0.12 | 0.23 | 0.17 |
| Mo | 0.49 | 0.25 | 0 | 0.51 | 0.12 | | 0.14 | 0.21 |
| Pb | 0.47 | 0.26 | 0.37 | 0.34 | 0.23 | 0.14 | | 0.11 |
| Zn | 0.17 | -0.15 | 0.01 | 0.25 | 0.17 | 0.21 | 0.11 | |

Во вторичных ореолах рассеяния, по данным металлометрической съемки, наиболее тесная связь с медью наблюдается у золота (0,41), железа (0,37), молибдена (0,49) и свинца (0,47). С железом также коррелируют молибден (0,51), мышьяк (0,44), марганец (0,35) и свинец (0,34).

Изменение корреляционных связей между элементами в зонах с различной степенью проявления процессов окисления и вторичного обогащения обусловлено главным образом особенностями поведения металлов в зоне выветривания под воздействием процессов

гипергенеза, их переходом и накоплением в новых минеральных фазах. Так, в первичных рудах, золото концентрируется в основном на границе зерен халькопирита и пирита, а также в виде тонкодисперсной вкрапленности в них и в нерудных минералах. Молибденит в виде мелких зерен входит в состав кварц-сульфидных прожилков относительно поздней стадии минералообразования. Галенит и сфалерит формировались в относительно низкотемпературных условиях на флангах участка и в финальную стадию развития рудной системы в центральных частях залежей.

Под воздействием приповерхностных процессов наименее устойчивыми являются минералы меди и цинка, эти металлы легко высвобождаются и переносятся, аккумулируясь в гидроокислах Fe-Mn (вадах), содержащих до нескольких процентов Cu и Zn, а также в карбонатах (малахит, азурит). Значительная часть этих металлов транспортируется на нижележащие уровни, и накапливается в зоне смешанных руд, формируя горизонты вторичного обогащения. Железосодержащие сульфиды интенсивно окисляются, при этом теряя медь. Золото, содержащееся в них, не демонстрирует активных миграционных свойств концентрируется в минералах группы гётит – ярозит, в которых также за счет выщелачивания галенита накапливается свинец. Молибден из сульфидной формы переходит в ферримолибдит.

Описанные изменения корреляционных связей согласуются с изменением средних содержаний рудных компонентов по различным типам руд. В зоне смешанных руд происходит заметное обогащение медью, здесь развиваются вторичные сульфиды – ковеллин, халькозин, формируя локальную зону вторичного обогащения. При этом из окисленных руд происходит заметный вынос этого элемента. Содержания золота и молибдена в приповерхностной зоне и на глубине практически не различаются, т. е. эти элементы не демонстрирует значительной вертикальной подвижности. В отличие от меди, золота и молибдена серебро, мышьяк, железо и марганец демонстрируют тенденцию к накоплению в зоне окисления. Свинец и цинк, напротив, имеют более высокие содержания в зоне первичных руд.

Медь и золото имеют достаточно низкую способность перехода во вторичные ореолы, в них содержания в 10-15 раз ниже, чем в приповерхностных окисленных рудах. В то время как содержания железа, марганца, молибдена и цинка уменьшаются всего в 1.5-3 раза, а у свинца остаются практически неизменными. Особое положение занимает мышьяк, который демонстрирует тенденцию к накоплению в рыхлых образованиях относительно коренных руд (содержания увеличиваются в 2 – 3 раза), что должно учитываться как поисковый критерий при проведении металлометрической съемки.

Буханова Д.С. Минералогические особенности руд золото-меднопорфирового месторождения Малмыжское, Нижнее Приамурье // Геологические процессы в обстановке субдукции, коллизии и скольжения литосферных плит: Материалы III Всерос. конф. Владивосток. 2016. с. 281-284.

Дэвис Дж. С. Статистический анализ данных в геологии: Пер. с англ. В 2 кн./Пер. В.А. Голубевой; Под ред. Д.А. Родионова / Кн. 1. М.: Недра. 1990. 319 с.

Крюков В.Г., Лаврик Н.А., Литвинова Н.М., Степанова В.Ф. Типоморфные минералы зоны окисления золото-медно-порфировых руд Малмыжского месторождения (участок Свобода) // Георесурсы. 2019. №3 с. 91-98.

Актуальные вопросы генезиса Змеиногорского золото-серебро-барит-полиметаллического месторождения (Рудный Алтай)

Семиряков А.С.¹, Гринёв О.М.¹, Бестемьянова К.В.¹, Гринёв Р.О.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, alexey.semiryakov@mail.ru

Рудный Алтай является богатейшей минерагенической мегапровинцией. Только в пределах Змеиногорско-Зареченского рудного поля установлены и разведаны десятки рудных объектов колчеданно-полиметаллической и барит-полиметаллической формаций, имеющих самостоятельное промышленное значение. Несмотря на длительную историю, до сих пор остаются дискуссионные вопросы, от решения которых зависит правильность прочтения этапов формирования Змеиногорского рудного района, а также его полиметаллических и благороднометалльных руд.

Важной чертой месторождений Змеиногорско-Зареченского рудного поля является непосредственная пространственная близость рудных объектов с зеленосланцевыми выходами, согласно геологической карте (Государственная..., 2008) относящихся к корбалихинской толще силура – нижнего девона (S-D_{1kr}). Вызывает вопросы как сама по себе возрастная принадлежность зеленосланцевого фундамента, который, во-первых, имеет визуальное сходство с горноалтайской серией позднего кембрия – раннего ордовика, и, во-вторых, спорен вопрос формирования кварц-хлорит-серицитовых сланцев (образующихся при давлении 3–4 кбар) в один геологический период вместе с рудоносной базальт-риолитовой формацией. Для установления возрастной принадлежности зеленых сланцев Змеиногорского района в настоящий момент проводятся специальные геохронологические исследования некоторых зеленосланцевых выходов в непосредственной близости с полиметаллическими месторождениями:

- образец 2017/Зм. – Змеиногорское;
- образец 2017/Петр. – Петровское;
- образец 2017/Стр. – Срижковское.

Вопросы геохимического родства данных образований будут рассмотрены ниже (рис.1).

Еще одним интересным вопросом в истории Змеиногорского месторождения является наличие богатого благороднометалльного оруденения, не связанного с основными полиметаллическими рудами. В разное время на Змеиногорском руднике промышленную значимость имели разные промышленные типы и рудные тела. Это подтверждает исторический факт добычи золота из «кварцитов лежащего блока» в первой половине XX века австрийскими концессионерами из рода Турн-энд-Таксис. Только за 1905–1912 годы на Змеиногорском руднике было получено 533,57 кг золота и 277,08 кг серебра (Чекалин, 2008). Хотя в то время данные образования подвергались геологическому изучению, но отсутствие в первой половине XX века методов вещественного изучения привело к тому, что данный тип руды был полностью отработан, а природа «золотоносных кварцитов» достоверно так и не была установлена.

Однако в наше время в борту Змеиногорского карьера было обнаружено тело как сплошных кварцитовидных пород, так и брекчированных кварцитов с баритовой цементацией. Для установления их природы и перспективы благороднометалльности они были изучены вместе с вмещающими породами:

- образец 20-ЗМ-01 – серо-зеленые нечеткослоистые псефитовые туфы кислого состава мельничной свиты нижней подсвиты (D_{1-2mn1});
- образец 20-ЗМ-06/1 – риолит мельнично-сосновского комплекса (λ D_{1-2ms});
- образец 20-ЗМ-03 – мономинеральный сливной кварцит;
- образец ЗМ.-Кв.2 – барит-кварцитовая брекчия, минеральный, петро- и геохимический состав которой детально описан в предыдущей работе (Гринёв и др., 2018);
- образец ЗМ.-Кв.3 – баритовое выполнение кварцит-баритовой брекчии.

Определение геохимического состава проводилось методом ICP-MS по методике СТО ТГУ 048-2012 (рис. 1). Аналитические исследования проводились в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» НИ ТГУ. Аналитик – инженер-исследователь Е.С. Рабцевич.

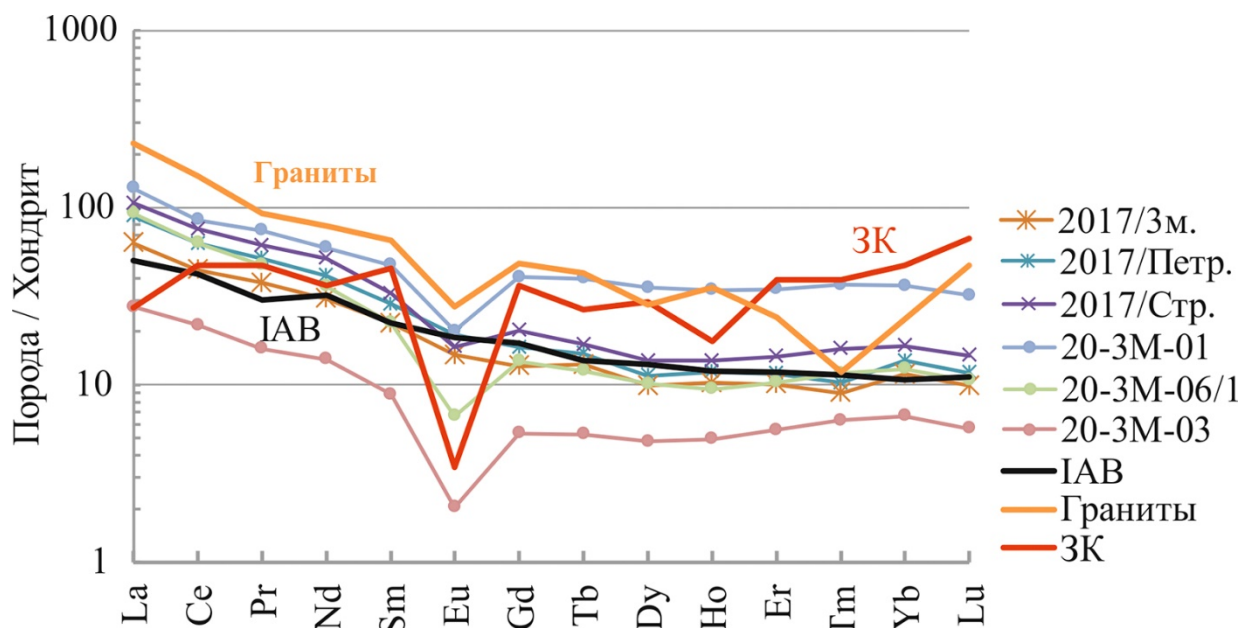


Рисунок 1. Спектры РЗЭ. Реперные линии отображают средний геохимический состав. IAB – базальты островных дуг (Sun et al., 1989), ЗК – земная кора (Краткий..., 1977, с. 45), Граниты – кислые породы (Краткий..., 1977, с. 48); обозначения изучаемых образцов см. в тексте выше.

На графике очевидно абсолютная геохимическая близость всех трех зеленосланцевых выходов Змеиногорского, Петровского и Зареченского месторождений. Это говорит о проявлении единого регионального метаморфического очага в данном районе. Установление временных рамок метаморфического процесса является самостоятельной задачей.

Так же на графике обнаруживается родство вторичных кварцитов (20-3М-03) с кислыми субвулканическими породами мельнично-сосновского комплекса (20-3М-06/1) – спектры распределения РЗЭ имеют идентичную конфигурацию. Можно сделать вывод, что внедрение риолитоидов способствовало формированию вторичных кварцитов. Отличительно, что дочерние метасоматиты почти на порядок обеднены РЗЭ по отношению к материнским риолитоидам. Вероятно и то, что данные образования имеют один общий магматический очаг со стратифицируемыми вулканогенно-пирокластическими породами мельничной свиты (20-3М-01).

Содержание благородных металлов в изучаемых образцах (табл. 1) определялось методом ICP-MS по методике СТО ТГУ 152-2016 в ЦКП «АЦГПС» НИ ТГУ.

Таблица 1. Содержание благородных металлов в геологических образцах Змеиногорского месторождения.

| Элемент | 20-3М-01 | 20-3М-06/1 | 20-3М-03 | 3М.-Кв.2 | 3М.-Кв.3 | Кларк ЗК* |
|---------|----------|------------|----------|----------|----------|-----------|
| Ru | 0,0054 | 0,0016 | 0,0009 | 0,007 | 0,006 | 0,004 |
| Pd | | | | 1,051 | 0,893 | 0,009 |
| Ag | 0,3638 | 0,3869 | 2,1439 | 491,422 | 885,699 | 0,073 |
| Pt | 0,0032 | 0,0024 | 0,0018 | 0,007 | 0,003 | 0,0057 |
| Au | 0,1459 | 0,0358 | 0,0124 | 5,336 | 19,276 | 0,0035 |

Примечание 1: Все значения даны в ppm

Примечание 2: кларк элемента в земной коре взят по данным (Овчинников, 1990)

Как видно из таблицы, и вмещающие кислые туфы (20-3М-01), и выполняющие средние и крупные по размеру штоки и дайки риолитов (20-3М-06/1), и вторичные кварциты (20-3М-03) значительно превышают кларковые содержания благородных металлов. Важно то, что данные породы не изменены и не несут в себе видимого оруденения. Однако на фланге, где массивный кварцит пронизан тонкими прожилками, брекчирован и залечен баритовым веществом (3М.-Кв.2), уже наблюдаются промышленные концентрации Ag, Au и Pd, причем в барит-сульфидных прожилках (3М.-Кв.3), мощность которых варьирует от мм до нескольких см, содержания благородных металлов может увеличиваться в 2–4 раза.

Проведенные исследования показывают, что рудоносные кварцит-баритовые брекчии Змеиногорского месторождения имеют основания для выделения в самостоятельный формационный подтип благороднометалльного сырья. Их учет при подсчете запасов основных руд существенно увеличит МСБ благороднометалльного сырья района, а в перспективе и региона.

Работа выполнена в рамках государственного задания Министерства науки и высшего образования РФ № 0721-2020-0041, а также при поддержке РФФИ (проект № 20-35-90036).

Краткий справочник по геохимии. Изд. 2-е, перераб. и доп. / М.: «Недра». 1977. 284 с.

Государственная геологическая карта Российской Федерации. Масштаб 1:200 000. Издание второе. Серия Алтайская. Лист М-44-ХІ (Змеиногорск). Объяснительная записка / Составители: С.И. Федак [и др.], редактор: В.М. Исаков. М(СПб). 2008. 263 с.

Гринёв О.М., Семиряков А.С., Бестемьянова К.В., Гринёв Р.О. К проблеме оруденелых брекчий и золотоносных кварцитов в рудных полях полиметаллических месторождений Рудного Алтая // Материалы X Всероссийской петрологической конференции с международным участием «Петрология магматических и метаморфических комплексов». Томск: Изд-во «Томский ЦНТИ». 2018. С. 103-111.

Овчинников Л.Н. Прикладная геохимия / М.: Недра. 1990. 248 с.

Чекалин В.М. Северо-Западный Алтай как родина горнозаводского дела Сибири в прошлом, настоящем и будущем // Международный научно-практический форум Минерально-сырьевая база Сибири: история становления и перспективы, посвященный 100-летию первого выпуска горных инженеров в Сибири и 90-летию Сибгеолкома. Материалы научно-практической конференции. Том II. История становления Сибирской геологической школы и геологических исследований. Издание 2-е доп. и испр. Томск: Изд-во ТПУ. 2008. С. 541–557.

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

Корундовые сиенит-пегматиты трассируют границы южноуральских палеоконтинентов

Сорокина Е.С.^{1,2}

¹JGU, г. Майнц Esorokin@uni-mainz.de

²ГЕОХИ РАН, г. Москва Россия

Метаморфические месторождения корунда в подвижных поясах являются надежными индикаторами процессов континентальной коллизии (Сорокина, 2011, Giuliani et al., 2014, 2020, Stern et al., 2013, Sorokina et al., 2017a, Sutherland et al., 2019, Litvinenko et al., 2020 и др.). Однако систематическая связь первичных магматических проявлений минерала со складчатыми поясами менее изучена. Примером может служить Ильменогорский щелочной комплекс, относящийся к Уральскому орогенезу. Данный комплекс вмещает значительное количество первичных *in situ* месторождений синего корунда-сапфира (Sorokina et al., 2017b, 2019, Filina et al., 2019a, b, Рассомахин и др., 2020) – разновидности минерала, которая чаще локализуется на вторичных объектах, связанных с полями щелочных базальтов (Guo et al., 1996, Sutherland et al., 1998 и др.).

Проведенные исследования показали, что:

1. Корундовые сиенит-пегматиты прослеживают многоэтапное тектоническое развитие Ильменогорского комплекса. Так, начальная стадия образования месторождений ограничена U-Pb возрастом циркона, который соответствует 275-295 млн лет. Данные возраста связаны с более обширным процессом континентальной коллизии и формированием уральской складчатости в районе Ильменогорского комплекса. Следующий этап ограничен Rb-Sr возрастом и соответствует 249 ± 2 млн лет, который соответствует времени пост-коллизионного растяжения в районе данного щелочного комплекса (Sorokina et al. 2019, 2020).

3. Магматические и метасоматические месторождения корундов прослеживают естественную границу между палеоконтинентами в районе Ильменогорского комплекса (Sorokina et al. 2020). Следовательно, магматические и метасоматические месторождения корунда, связанные с внедрением сиенитовой магмы на Южном Урале (и, вероятно, в других районах), могут стать многообещающими породами-индикаторами более обширных процессов континентальной коллизии.

Рассомахин М.А., Сорокина Е.С., Сомсикова А.В. Минералого-геохимические особенности корундового миаскит-пегматита копи № 210 (Ильменские горы, Южный Урал): предварительные результаты // Минералогия. 2020. Т. 6. №2. С.38 – 54.

Сорокина Е.С. Онтогенез и качество ювелирного рубина месторождений Центральной и Юго-Восточной Азии / Автореф. диссертации на соискание уч. степени канд. г.-м.н., Москва: 2011 г. 24 с.

Giuliani G., Ohnenstetter D., Fallick, A.E., Groat L., Fagan A.G. The geology and genesis of gem corundum deposits / Groat, L.A. (Ed), Geology of Gem Deposits, 2nd ed. Mineralogical Association of Canada, Tucson. 2014. P. 29–112.

Giuliani G., Groat L.A., Fallick A.E., Pignatelli I., Pardieu V. Ruby Deposits: A Review and Geological Classification // Minerals. 2020. №10. P. 597.

Guo J., O'Reilly S.Y., Griffin W.L. Corundum from basaltic terrains: a mineral inclusion approach to the enigma // Contributions to Mineralogy and Petrology. 1996. Is. 122. P. 368–386.

Filina M.I., Sorokina E.S., Botcharnikov R., Karamelas S., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Nikolaev A.G., Berndt J., Hofmeister W., 2019a. Corundum Anorthosites-Kyshtymites from the South Urals, Russia: A Combined Mineralogical, Geochemical, and U-Pb Zircon Geochronological Study // Minerals. 2019a. № 9. P. 234.

Filina M.I., Sorokina E.S., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Kostitsyn Yu.A., Orlova A.V. Genetic linkage of corundum plagioclazite-kyshtymite and miaskites of Ilmensky-Vishnevogorsky complex, Southern Urals, Russia: new data on Rb-Sr and Sm-Nd isotopic composition, geochemistry and mineralogy // Geochemistry International. 2019b. № 57. P. 821 – 828.

Litvinenko A.K., Sorokina E.S., Häger T., Kostitsyn Y.A., Botcharnikov R.E., Somsikova A.V., Ludwig T., Romashova T.V., Hofmeister W. Petrogenesis of the Snezhnoe Ruby Deposit, Central Pamir // *Minerals*. 2020. №10. P. 478.

Sorokina E.S., Hofmeister W., Häger T., Mertz-Kraus R., Buhre S., Saul J. Morphological and chemical evolution of corundum (ruby and sapphire): Crystal ontogeny reconstructed by EMPA, LA-ICP-MS, and Cr³⁺ Raman mapping // *American Mineralogist*. 2016. № 101. P. 2716-2722.

Sorokina E.S., Karampelas S., Nishanbaev T.P., Nikandrov S.N., Semiannikov B.S. Sapphire Megacrysts in Syenite Pegmatites from the Ilmen Mountains, South Urals, Russia: New Mineralogical Data // *Canadian Mineralogist*. 2017a. № 55. P. 823–843.

Sorokina E.S., Rösel D., Häger T., Mertz-Kraus R., Saul J. LA-ICP-MS U-Pb dating of rutile inclusions within corundum (ruby and sapphire): new constraints on the formation of corundum deposits along the Mozambique belt // *Mineralium Deposita*. 2017b. № 52. P. 641-649.

Sorokina E.S., Rassomakhin M.A., Nikandrov S.N., Karampelas S., Kononkova N.N., Nikolaev A.G., Anosova M.O., Somsikova A.V., Kostitsyn Y.A., Kotlyarov V.A. Origin of Blue Sapphire in Newly Discovered Spinel–Chlorite–Muscovite Rocks within Meta-Ultramafites of Ilmen Mountains, South Urals of Russia: Evidence from Mineralogy, Geochemistry, Rb-Sr and Sm-Nd Isotopic Data // *Minerals*. 2019. № 9. P. 36.

Sorokina E.S., Botcharnikov R., Kostitsyn Yu.A., Rösel D., Häger T., Rassomakhin M.A., Kononkova N.N., Somsikova A.V., Berndt J., Ludwig T., Medvedeva E.V., Hofmeister W. Sapphire-bearing magmatic rocks trace the boundary between paleo-continents: a case study of Ilmenogorsky alkaline complex, Uralian collision zone of Russia // *Gondwana research*. 2020 (в печати).

Stern R.J., Tsujimori T., Harlow G., Groat L.A. Plate tectonic gemstones // *Geology*. 2013. № 41. P. 723-726.

Sutherland F.L., Hoskin P.W.O., Fanning C.M., Coenraads R.R. Models of corundum origin from alkali basaltic terrains: a reappraisal // *Contributions to Mineralogy and Petrology*. 1998. № 133. P. 356–372.

Sutherland F.L., Zaw K., Meffre S., Thompson J., Goemann K., Thu K., Nu T.T., Zin M.M., Harris S.J. Diversity in Ruby Geochemistry and Its Inclusions: Intra- and Inter- Continental Comparisons from Myanmar and Eastern Australia // *Minerals*. 2019. №9. P. 28

проведен рентгеноспектральный микроанализ поверхности этих зёрен (рис. 2 г-е), после этого из зёрен были изготовлены два аншлифа и, таким образом, далее произведён рентгеноспектральный микроанализ внутреннего пространства золотин (рис. 2 ж-и). Из гальки оливинового габбро (качканарский комплекс) и щебня метавулкаников (мариинский комплекс) были изготовлены шлифы (15 штук), которые были проанализированы под биноклем в естественном и поляризованном свете. Далее щебень и галька были измельчены в дробилке, из получившихся протолок была выделена тяжёлая магнитная фракция обеих пород. Из этих фракций изготовлены аншлифы, исследованные методом рудной микроскопии. В ходе работ были задействованы ресурсные центры СПбГУ: «Рентгенодифракционные методы исследования», «Геомодель», «Лаборатория пробоподготовки и пробообработки ИНОЗ».

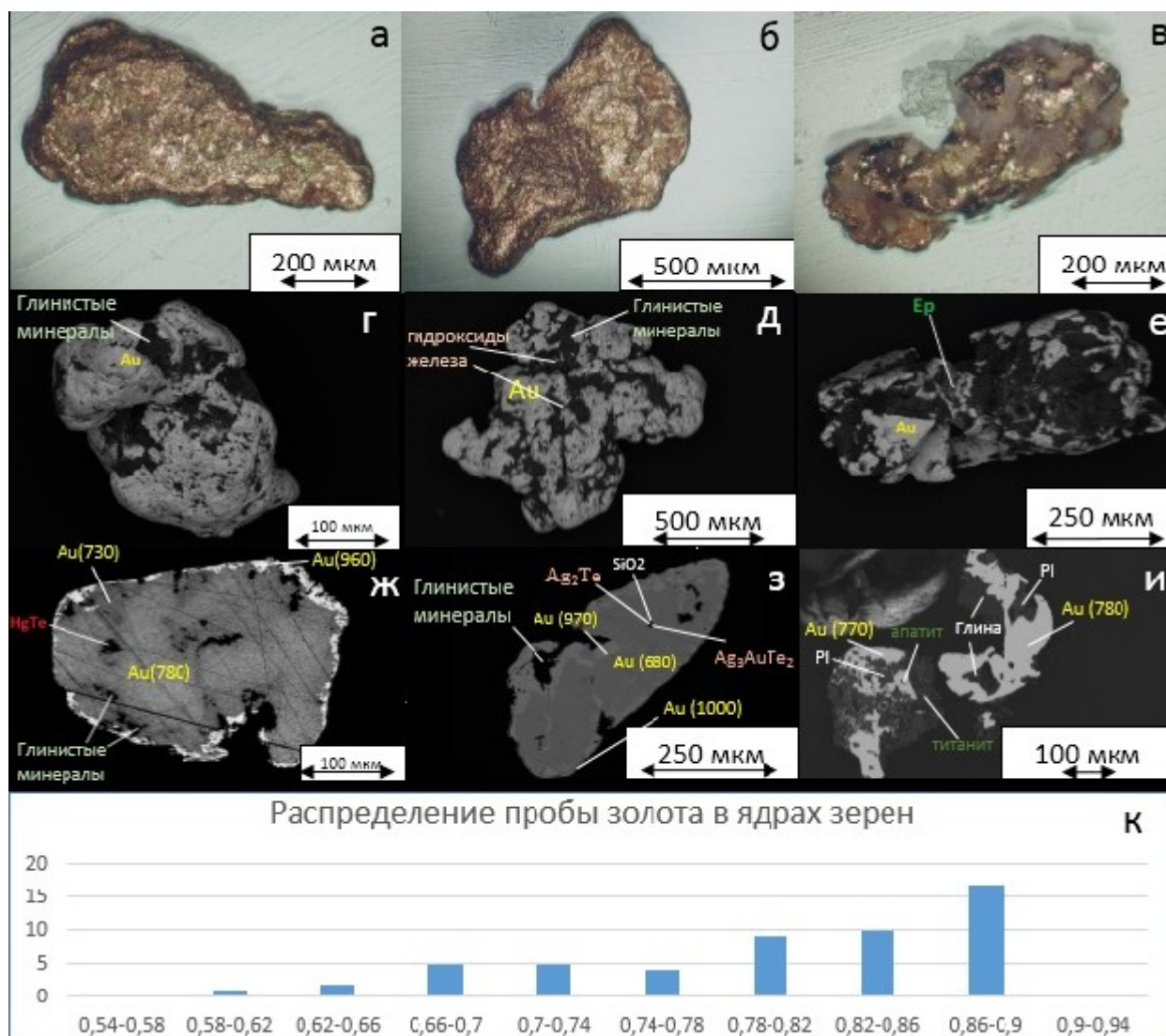


Рисунок 2. Морфология и состав зёрен самородного золота р. Генералка.

Верхний ряд (а-в): фотографии зёрен-; 2-ой и 3-ий ряды - изображения BSE (поверхности зёрен и их внутреннего пространства соответственно).

Результаты и дискуссия. Под биноклем было просмотрено и сфотографировано 56 зёрен золота, а также в ходе рентгеноспектрального микроанализа получены изображения BSE поверхности зёрен и их внутреннего пространства после изготовления из них аншлифов. Размер зёрен колеблется в пределах от 0,2 до 1,5 мм при среднем значении 0,6 мм. После изучения фотографий и изображений BSE было выделено две группы золотин, различающихся по окатанности, форме, рельефу и наличию механических примесей на поверхности. Зёрна первой группы имеют достаточно сложную форму и рельеф поверхности, угловатые выступы и

выклинивающимися ответвления. Они плохо и среднеокатанные. Среди них встречалось полностью покрытое порами, заполненными кварцем, губчатое золото, а также палочковидное золото и комковидные золотины. Однако в этой группе чаще всего представлены зёрна уплощённой формы, по толщине (менее 0,1 мм), соответствующие плёнкам. В более общем смысле такое золото называют прожилковым (Петровская, 1973). На нём часто встречаются поры, иногда они заполнены кварцем. Исходя из выше описанных признаков, можно предположить, что эти золотины первой группы первоначально росли в прожилках совместно с кварцем и испытали ближний снос. Кроме этого, на поверхности зёрен, согласно рентгеноспектральному микроанализу, помимо кварца встречается множество механических примесей, представленных глинистыми минералами, гидроксидами железа, эпидотом и плагиоклазом, которые, по данным других исследований, должны исчезать при переносе более чем на 1 км (Townley et al., 2003). Ко второй группе относятся зёрна, морфология которых свидетельствует о более дальнем переносе – они хорошо окатанные, у некоторых зёрен наблюдаются будто полированные поверхности, что, согласно другим исследованиям, происходит при переносе на сотни метров и более чем километр (Townley et al., 2003).

Эти две группы отличаются и по другим признакам. Согласно рентгеноспектральному микроанализу внутреннего состава золотин, проба золота в ядрах разных зёрен варьирует от 620 до 890 и, к тому же, наблюдается бимодальное распределение пробы (рис. 2 к) (учитывалась проба только в ядрах зёрен, т.к. в каймах многих золотин наблюдается повышение пробы до 1000, что связано с выщелачиванием серебра уже в экзогенных условиях). Подобное интерпретируется другими исследователями как разные коренные источники золотин (Grant, 1991). В связи с бимодальным распределением было выделено две группы золотин по пробе: 820-890, которая в работе будет называться высокопробным золотом, и 620-740, будет называться низкопробным, эти группы были сопоставлены по некоторым признакам (табл. 1).

Таблица 1. Сравнение высокопробного и низкопробного золота.

| Признаки | Высокопробное (27 зёрен) | Низкопробное (13 зёрен) |
|--------------------|----------------------------|----------------------------|
| Средняя пробность | 863 | 690 |
| Вариация пробности | 820 - 890 | 620 - 740 |
| Cu (сред.) | 0,8% | 0,8% |
| Pd (сред.) | 0,5% | 0,7% |
| Включения | pyr, pl, ap, cal, chp, sph | колорадоит, гессит, петцит |

Выяснилось, что они отличаются по механическим и химическим примесям. Замечено, что высокопробные золотины на изображениях BSE в шлифах имеют более неправильные и угловатые очертания, а низкопробные более округлые. Отсюда, высокопробные золотины, вероятно, соответствуют вышерассмотренной группе неокатанных и среднеокатанных золотин ближнего переноса, низкопробные – округлым дальнего. Таким образом, имеется две группы зёрен, отличающиеся по степени окатанности, сложности рельефа поверхности, механическим примесям на поверхности и химическим внутри золотин, пробе золота в ядрах зёрен. Эти две группы, вероятно, имеют два различных и разноудаленных коренных источника. Стоит сопоставить группу низкопробного и высокопробного золота с возможными коренными источниками - пунктами минерализации и рудопроявлениями Au в радиусе первых километров от точки пробоотбора (рис. 1). В пунктах минерализации аляскинского типа (Haеussler, 1995) золото локализуется в жилах и прожилках в породах мариинского комплекса, источником энергии же являются интрузии плагиогранитов кривинского комплекса (Десятниченко, 2005). Ближайший коренной источник этого типа может располагаться в обрамлении горы Генеральская, то есть в непосредственной близости от россыпи - гора Генеральская образована интрузивом плагиогранитов кривинского комплекса, вокруг – метавулканы мариинского комплекса. Предполагается, что это и есть коренной источник плохо окатанных высокопробных зёрен ближнего переноса, среди которых наблюдается множество золотин прожилковой формы. Как показано в таблице (табл. 1), для низкопробного золота характерны более высокие содержания Pd, включения колорадоита и гессита. Такие же черты характерны для волковского и баронского типов золотого оруденения (Саонов, 2001). В сочетании с лучшей окатанностью

низкопробных золотин можно сделать вывод, что эти золотины имеют более дальние коренные источники в виде пунктов минерализации бароносского и волковского типа (вероятно, Нясьминский или Матюшин Увал). Возможно, низкопробные золотины попали в долину реки Генералка через промежуточные коллекторы, например, через долину реки Большая Нясьма. Возможно, имел место перенос с помощью ледника. Возможно, что золотины попали в долину Генералки через западные притоки, стекающие с Павдинского массива, хотя здесь до сих пор не найдено пунктов минерализации и снос слишком близкий для образования хорошо окатанных и будто полированных зёрен, однако такой вариант также нельзя исключать.

1. Варганов С.Г., Клешина Ф.В. Отчёт «Составление карты разведанности россыпей золота и платины по району деятельности Исовского прииска, масштаба 1:25 000»
2. Десятниченко Л.И. Государственная геологическая карта РФ Лист О-40-ХII (Качканар). Объяснительная записка. ВСЕГЕИ. 2005. 51-55с. 87-89с. 103-104 с.
3. Паламарчук Р.С. Ассоциация минералов платиновой группы из россыпи р. Генералка как пример россыпи, сформировавшейся в результате переотложения промежуточных коллекторов, Нясьминская россыпная система, Средний Урал // Уральская минералогическая школа. 2019. №25. С. 71-75.
4. Петровская Н.В. Самородное золото / М.: Наука. 1973. 347 с.
5. Сазонов В.Н. и др. Месторождения золота Урала. 2-е науч. изд., испр. и доп. Екатеринбург: УГТГА. 2001.
6. Grant A.H. The morphology and chemistry of transported gold grains as an exploration tool // Journal of Geochemical Exploration. 1991. №40. Pp. 73-94.
7. Townley B.K. Gold grain morphology and composition as an exploration tool: application to gold exploration in covered areas // Geochemistry: Exploration, Environment, Analysis. 2003. V. 3. P. 29–38.
8. Haessler P. J. Link between ridge subduction and gold mineralization in southern Alaska // November 1995. № 11. P. 995 – 998.

Характеристика рудной минерализация в метасоматитах юго-западной части Угуйского грабена (Западный Алдан)

Трумм Т.В.¹, Кремер И.О.¹

¹НИ ТГУ, г. Томск, blind5518@gmail.com

Цель работ – характеристика рудной минерализации метасоматитов, приуроченных к юго-западной части Угуйского грабена, ее предварительная типизация, основанная на минеральном составе рудных ассоциаций и морфологии выделений. Объект исследования локализован в позднеархейских метаморфизованных породах фундамента – плагиогнейсах, амфиболитах олекминской серии и метадолеритах торского комплекса рифейского возраста. Вдоль мощных тектонических зон взбросо-надвиговой природы породы рудопроявления были подвержены гидротермально-метасоматическим преобразованиям углекисло-калиевого типа, что привело к формированию пирит-карбонатно-калишпатовых тел с золоторудной минерализацией.

В зависимости от протолита и степени гидротермально-метасоматической переработки, рудовмещающие породы представлены мелко-, тонкозернистыми темно-серыми, фиолетово-серыми (рис. 1.а), светло-розовыми, бежевыми метасоматитами (рис. 1.г) прожилково-полосчатой, прожилково-вкрапленной, пятнистой, брекчиевидной текстуры, сложены карбонатом, серицитом, калиевым полевым шпатом (преимущественно ортоклазом), пиритом, реже флюоритом и баритом, встречаются фрагменты слабоизмененных гнейсов и амфиболитов.

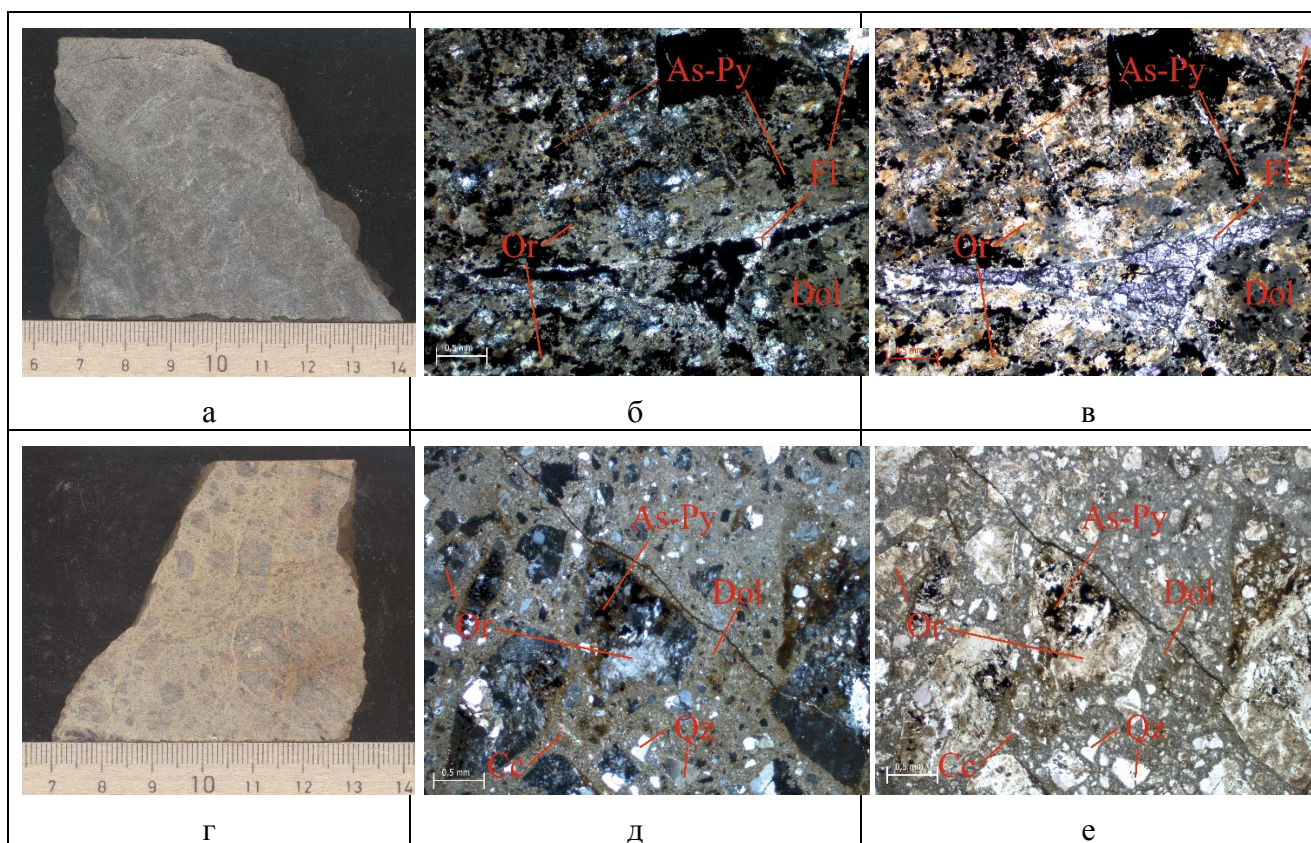


Рисунок 1. Макро- и микроскопические особенности рудоносных метасоматитов рудопроявления в пределах грабена.

а – темно-серый пирит-карбонатно-калишпатовый метасоматит с прожилково-вкрапленной текстурой; б – кристаллы пирита в, флюорит-доломит-калишпатовой матрице, с анализатором, в – те же породы, без анализатора; г – брекчия по метасоматиту; д – пирит-кварц-калишпатовые обломки в карбонатном цементе, с анализатором; е – та же порода, без анализатора.

Сульфидная минерализация представлена пиритом (около 95%), галенитом, сфалеритом, халькопиритом, блеклыми рудами. Редкими минералами являются монацит, ксенотим, редкоземельный фторапатит и карбонат синхизитового ряда, молибденит, киноварь, антимонит, теллуриды золота и серебра, электрум, самородные золото, серебро, селен, и ряд неподтвержденных фаз Cu-Ni-Fe, Cu-Sn, а также фаз близких по составу к герсдорфиту и пентландиту (рис. 2.д).

Пирит образует рассеянную вкрапленность в породе, которая обусловлена наличием хорошо ограненных кристаллов с полигональными сечениями. Величина зерен составляет 0,05 – 0,5 мм, реже встречаются индивиды более 0,5–1 мм. Также наблюдаем агрегаты в виде гнезд (сростки кристаллов) и прожилков (цепочки отдельных зёрен), переходящих иногда в сплошные массы. Для пирита характерна внутренняя неоднородность (выделяются светлые участки, полосы по зонам роста), что, по данным РСМА, связано с наличием микропримесей As (до 8 мас.%), Tl (до 6,14 мас.%), Hg (до 1,75 мас.%), Ni (до 1,71 мас.%). Вокруг пирита формируются узкие каемки замещения гематитом, обогащенные ванадием (0,11-0,25 мас.%) (рис. 2.а). Халькопирит присутствует в виде аллотриоморфных включений в пирите, совместно с блеклой рудой и галенитом (рис. 2.б). Размер выделений халькопирита составляет 0,02-0,1 мм. Для него характерны примеси – Sb (7,09-10,30 мас.%), As (3,45-8,50 мас.%), Zn (2,45-5,66 мас.%), Tl (до 4,96 мас.%), Te (до 2, 2,63 мас.%). Сфалерит образует как самостоятельные неправильной формы выделения в матрице породы (размером 0,05 – 0,005 мм), а также находится в виде включений в пирите или развивается по нему каемками (рис. 2.в). Для сфалерита характерны примеси Fe 2,6-3,15 мас.% и Cu 0,3-1,05 мас.%. Галенит встречается достаточно часто в виде самостоятельных идиоморфных кубических зерен в качестве вкрапленности в кварц-калишпатовом агрегате, в кавернах в барите, в виде каплевидных выделений и сростков с халькопиритом в пирите, достаточно часто ассоциирует с теллуридами серебра и золото-свинцовыми теллуридами. Блеклая руда встречается реже вышеперечисленных минералов. Приурочена к трещинам и кавернам в пирите (рис. 2.г), а также ее выделения заключены между индивидами пирита. В составе блеклой руды присутствуют примеси Fe, Zn и As, что по положению в изоморфном ряду соответствует теннантиту. Молибденит достаточно редкий минерал, встречающийся в виде тонких пластинок и чешуек, приуроченных к участкам псевдоморфозы гематита по пириту. Ртутно-сурьмяная ассоциация представлена киноварью и антимонитом, которые встречаются в виде изометричных нанометровых вкраплений в кавернах зерен карбонате и калиевого полевого шпата.

Благороднометальная минерализация приурочена к пиритовым и баритовым агрегатам. Самородное золото размером от первых до десятков нанометров находится в виде каплевидных, линзовидных, тонкодисперсных выделений в мышьяковистом пирите (рис. 2.е), по периферии и между кристаллами пирита (в гематитовой каемках) (рис.2.ж), а также зафиксированы в ассоциации с галенитом. В составе золота присутствует примесь Ag от 1,56 до 15 мас.%. Нагиагит является достаточно распространенным минералом, формирующим овально-каплевидные выделения в пирите (рис. 2.ж), ассоциирует с галенитом, самородным золотом. Самородный селен, также как и золото, тяготеет к пириту и образует вроски в нем (рис. 2.з). Для Se_{сам} характерна примесь Te до 0,84 мас.%. Гессит отмечается в виде зерен размером в несколько нанометров, находящихся в трещинах, пересекающих кристаллы пирита (рис. 2.и). Штютцит встречается крайне редко в виде микронных зерен в пиритовой матрице.

Редкоземельная минерализация представлена как собственными минералами РЗ (монацитом, ксенотимом, РЗЭ-карбонатом синхизитового ряда), так и примесями в фторапатите и флюорите. Вкрапления монацит неправильной, извилистой формы (не более десятка нм) приурочены к зернам карбоната и калиевого полевого шпата. Они ассоциирует с фторапатитом, синхизитом и флюоритом, для которого характерна примесь Sr до 0,24 и Yb до 2,50 мас.%. Для фторапатита характерны крупные (до первых десятков мкм) гипидиоморфные кристаллы, при этом отмечаем наличие структур дробления для этого минерального вида. Синхизит-(Ce) встречается в виде игольчатых индивидов и розетковидных агрегатов размером 100 мкм,

преимущественно локализующихся в зонах интенсивной карбонатизации в тесном сростании с флюоритом (рис. 2.к). Выделения ксенотима формируют каемки вокруг циркона.

Рудная ассоциация в зоне гипергенеза (окисленные руды) характеризуется присутствием самородного золота, самородного серебра, электрума, а также продуктов окисления пирита, представленных ванадийсодержащим гематитом и гидрогематитом. Золото и электрум обнаруживаются в межзерновом пространстве карбонатно-калишпатовой матрицы и в псевдоморфозах гематита по пириту (рис. 2.м), в качестве самостоятельных изометричных с извилистыми границами индивидов. Средний размер золотин около 10 мкм. Самородное серебро встречается в баритовой матрице в виде округлых выделений (рис. 2.л). В зоне окисления отмечается единичная находка ксеноморфного зерна моттрамита. Отличительной особенностью окисленных руд являются хорошо диагностируемые псевдоморфозы гематита по пириту (рис. 2.м), частично или полностью его замещающие.

Золото в первичных рудах находится в ультрадисперсной («invisible gold») форме в пирите, который подвергался переработке эндогенными растворами (на что указывает его неоднородность). Этот процесс мог способствовать высвобождению золота и формированию нанометровых выделений, как самородной, так и связанной (теллуриды) формы. В зоне окисления происходило дополнительное преобразование пирита, выраженное в формировании по нему псевдоморфоз гематита и полным его разрушением. За счет этого так же происходит высвобождение золота, с последующей его сегрегацией и укрупнением. Здесь же могли окисляться и распадаться собственные первичные минералы золота и серебра. Все это в совокупности приводило к переотложению золота в более крупнозернистую фракцию. Редкоземельная минерализация не представляет промышленного интереса.

Таким образом, руководствуясь опубликованными и фондовыми источниками литературы, учитывая собственные наблюдения (состав, структурно-текстурные признаки, морфологию руд), рудную минерализацию в метасоматитах Угуйского грабена можно отнести к классическому эпитермальному золото-теллуридному типу.

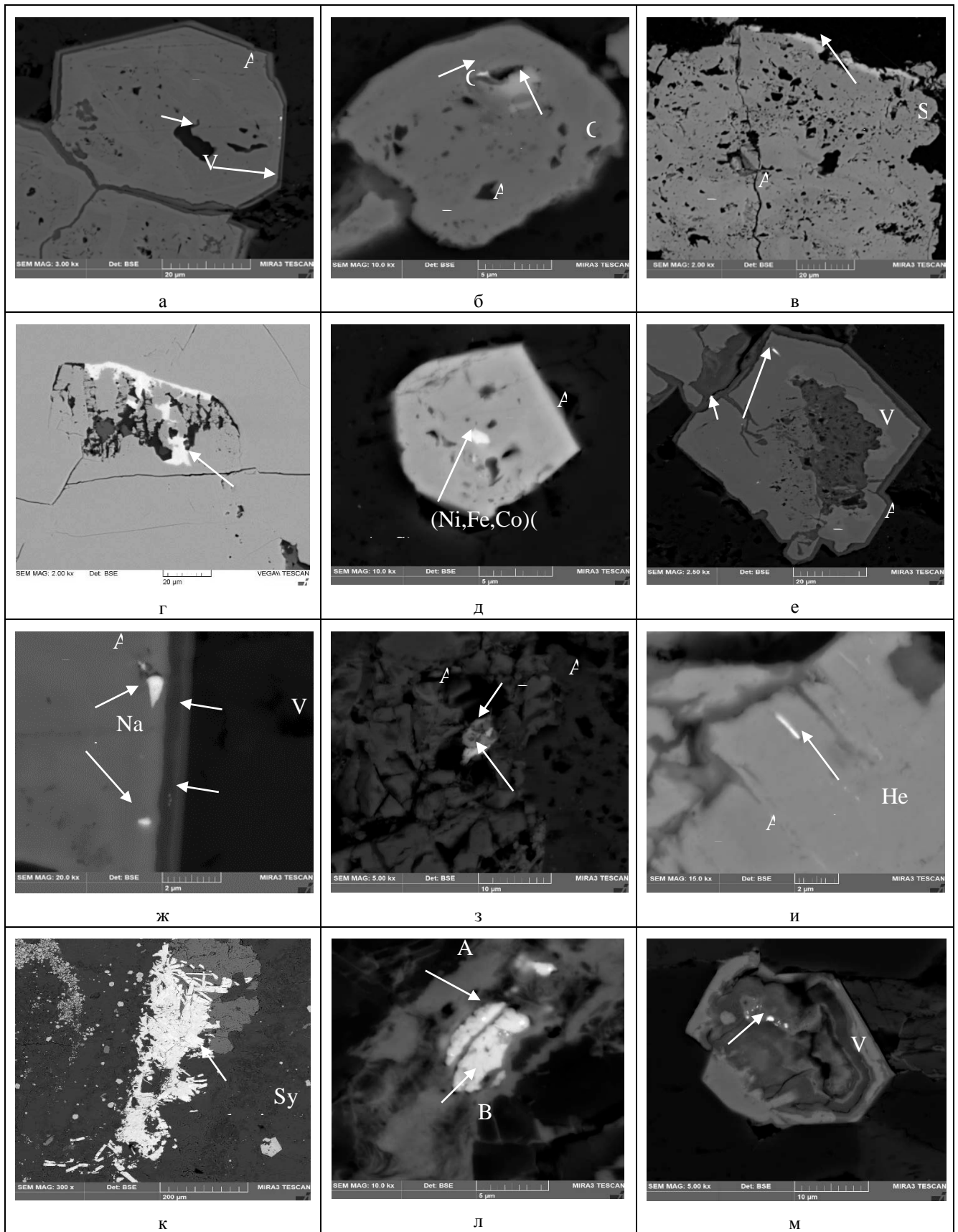


Рисунок 2. Характер взаимоотношения рудных минералов (в BSE режиме).

а – срастания индивидов мышьяковистого пирита с каемками V-гематита; б – включения халькопирита и галенита в пирите; в – фрагмент каемки сфалерита вокруг пириту; г - теннантит, в каверне пирита; д – выделение Ni-Fe-CoAsS фазы в пирите; е – ультрадисперсные изометричные, каплевидные выделения самородного золота в измененном пирите; ж – каплевидные выделения нагиагита в пирита, в каймах замещенного пирита сосредоточено самородное золото; з – микроагрегат самородного селен с примесью

теллура в мышьяковистым пиритом; и – гессит, сосредоточенный в пиритовой матрице; м – игольчатые скопления синхизита; к – скопления игольчатых зерен синхизита; л – выделения самородного серебра в баритовом зерне; м – псевдоморфозы гематита по пириту с самородным золотом.

Работа выполнена в рамках госзадания Министерства Науки и высшего образования РФ, проект №0721-2020-0041.

Леонтьев В.И. Руды и метасоматиты Самолазовского золоторудного месторождения (Центрально-Алданский рудный район) // Новое в познании процессов рудообразования: тезисы докладов Четвёртой Российской молодёжной научно-практической школы. М.: ИГЕМ РАН, 2014. С. 193–196.

Спиридонов Э.М., Плетнев П.А. Месторождение медистого золота Золотая гора (О "золотородингитовой" формации) / М.: Научный Мир. 2002. 220 с.

Leontev V.I., Bushuev Y.Y. Ore mineralization in adular-fluorite metasomatites: Evidence of the Podgolechnoe alkalic-type epithermal gold deposit (Central Aldan ore district, Russia) // Key Engineering Materials. 2017. Vol. 743. P. 417–421.

Геохимические особенности циркона из вольфрамоносных лейкогранитов Восточного Забайкалья

Ферапонтова С.Ю.¹, Баданина Е.В.¹, Волкова Е.В.¹

СПбГУ, г. Санкт-Петербург, st063671@student.spbu.ru

Настоящее исследование посвящено изучению состава циркона из редкометалльных гранитов Саханайского и Дурулгуевского массивов и сопоставлению полученных данных с цирконами из вольфрамоносных гранитов Спокойнинского месторождения. Саханай-Дурулгуевская рудная зона находится в пределах юго-западной части Агинско-Борщевочной геоструктурной зоны Восточного Забайкалья. Редкометалльные граниты данной территории относятся к низкофтористому малолитиевому типу мусковит-кварц-альбитовых гранитов с Sn-W специализацией. По данным гравиметрической съёмки указанные массивы являются эродированными выступами единого интрузива, кровля которого располагается на глубине до 4-5 км от поверхности (Зорин, 1959). Изучаемые массивы имеют сходное строение, проявляющееся в традиционной смене порфиroidных крупнозернистых биотитовых гранитов двуслюдяными и мусковитовыми (Сырицо, 2002). Саханайский массив сопровождается дочерним массивом-сателлитом – Жипкошинским штоком, в котором процесс дифференциации завершается образованием мелко- и тонкозернистых пород мусковитового микроклин-альбитового состава.

Спокойнинский массив является сателлитом Хангилайского массива и разрабатываемым промышленным месторождением вольфрама. Массив сложен альбитизированными и грейзенизированными мусковит-микроклин-альбитовыми гранитами.

Циркон выделен из 9 представительных проб дифференциатов пород изученных массивов. Внутреннее строение циркона изучалось под электронным микроскопом в режимах BSE (сканирующий электронный микроскоп Hitachi S-3400N) и CL (сканирующий электронный микроскоп Zeiss Supra 40VP). Микропримесный состав циркона определялся при помощи масс-спектрометрии вторичных ионов (SIMS) в Ярославле (Cameca IMS-4f, ЯФ ФТИАН РАН).

Основные результаты, полученные при изучении Саханай-Дурулгуевской рудной зоны, сводятся к следующему:

- В составе материнских биотитовых гранитов содержание Hf варьирует от 418 до 23738 ppm; Y от 27,93 до 1579 ppm; U от 32,75 до 10468 ppm; Th от 3,73 до 728 ppm. Цирконы биотитовых гранитов Жипкошинского штока в отличие от этих пород характеризуются высокими концентрациями фосфора (до 1455 ppm), урана (до 615 ppm), повышенными ниобия (до 35 ppm) и максимально высокими концентрациями суммы P3Э – до 3143 ppm, в основном за счёт тяжёлых P3Э.

- В полном ряду дифференциатов пород Дурулгуевского массива – минимальные содержания P3Э (20 ppm) обнаружены в цирконах из биотитовых гранитов. В цирконах из двуслюдяных гранитов вариации суммы и распределения P3Э очень широкие. Максимальные концентрации P3Э обнаружены в переходной зоне такого циркона (до 3687 ppm), исключительно за счёт тяжёлых P3Э.

- На диаграмме Hf – (Th + U) – (Y + REE) (Алексеев и др., 2013) большинство точек состава Саханай-Дурулгуевских цирконов имеют тенденцию к преобладанию Hf в составе элементов примесей, концентрация которого уменьшается от центра зёрен к переходной зоне. Все вариации составов колеблются вдоль ребра Hf - Th+U. Однако вариации содержаний P3Э внутри зёрен нивелируют разницу составов циркона из разных типов гранитов.

- На диаграмме в координатах H₂O+F – Li+Cs положение точек состава цирконов Саханайского массива отражает отсутствие сколь-либо выраженной редкометалльной специализации данных гранитов. Напротив, цирконы из биотитовых гранитов Жипкошинского штока накапливают литий и фтор, что может говорить о тенденции эволюции их состава в сторону Li-F редкометалльной специализации.

Циркон из редкометалльных гранитов Спокойнинского массива контрастно отличается от циркона Саханайского и Дурулгуевского массивов максимальными содержаниями U (до 57799 ppm), Th (до 131989 ppm), Y (до 87478 ppm) и PЗЭ (до 44799 ppm), особенно за счёт тяжёлых PЗЭ, аномальная концентрация которых, очевидно, связана с микровостками собственных минеральных фаз. На диаграмме Hf – (Th + U) – (Y + REE) точки составов циркона Спокойнинского массива ребра тяготеют к (Th+U) – Y+REE ребру. На диаграмме в координатах H₂O+F – Li+Cs цирконы Спокойнинского массива образуют обособленное поле, тяготеющее к полю состава циркона из Li-F гранитов.

На известной диаграмме Пеллетера (Pelleter, 2007), отражающей соотношение магматического и гидротермального этапов в генезисе циркона, большинство изучаемых цирконов как Саханай-Дурулгуевского, так и Спокойнинского массивов попадают в промежуточное поле между типично магматическими и существенно гидротермальными цирконами. Здесь можно отметить, что центральные – ядерные участки цирконов Саханай-Дурулгуевской рудной зоны лежат вблизи «магматической» области, а все промежуточные зоны и край зёрен тяготеют к гидротермальному этапу. Точки цирконов Спокойнинского массива расположены преимущественно вблизи гидротермальной области. Отсутствие «идеальных» магматических цирконов свидетельствует об изначально высокодифференцированном типе изучаемых редкометалльных гранитов, уже претерпевших высокую степень воздействия на расплав летучих компонентов.

По данным «Ti в цирконе» геотермометра (Watson, Harrison, 1983) граниты изучаемых массивов кристаллизовались при довольно высоких для редкометалльных гранитоидов Восточного Забайкалья температурах – от 850 до 930°C, что, вероятно, отражает специфику их генезиса, в отличие от Li-F гранитов с танталовой специализацией.

Результаты выполненного исследования показывают, что малые массивы-сателлиты крупных интрузивов кукульбейского комплекса представляют собой более дифференцированный и специализированный на редкие элементы расплав, отщипившийся в малую камеру. Именно поэтому в Восточном Забайкалье редкометальное оруденение сосредоточено исключительно в малых массивах-сателлитах.

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (проект №18-05-00957). Исследования проводились с использованием оборудования ресурсного центра «Геомодель» и «Нанотехнологии» Научного Парка СПбГУ.

Алексеев В. И., Полякова Е. В., Мачевариани М. М., Марин Ю. Б. Эволюция циркона в посторогенных интрузивных сериях с литий-фтористыми гранитами Дальнего Востока // ЗРМО. 2013

Зорин Ю.А., Сизиков А.И. Схема неотектоники Забайкалья в пределах Читинской области // Изв.Забайк.отд-ния геогр.о-ва СССР: Чита. 1965. Т.1. Вып. 1

Сырицо Л.Ф. Мезозойские гранитоиды Восточного Забайкалья и проблемы редкометального рудообразования / СПб.: Изд-во С.-Петербур. Ун-та. 2002. 357 с.

Pelleter E., Cheilletz A., Gasquet D., Moutaqqi A., Annich M., El Hakour A., Deloule E., Feraud G. Hydrothermal zircons: A tool for ion microprobe U – Pb dating of gold mineralization (Tamlalt – Menhouhou gold deposit – Morocco) // Chemical geology. 2007

Ferry J. M., Watson E. B. New thermodynamic analysis and calibration of the Ti-in-zircon and Zr-in-rutile thermometers // Geol. Soc. America Abst. Programs. 2006. Vol. 38. N 6. P. 243.

Проблемы прогноза развития кислотного дренажа при освоении сульфидсодержащих месторождений (на примере Чукотки)

Филатова О.Р.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва, orlova8313@yandex.ru

Значительные запасы руд черных и цветных металлов сконцентрированы в сульфидных месторождениях, освоение которых приводит к серьезным экологическим проблемам, связанным с образованием кислых сульфатных высокоминерализованных вод, загрязняющих поверхностные и подземные водные ресурсы и угнетающих сопряженные компоненты природных экосистем. Окисление сульфидсодержащих геологических материалов происходит как при естественном их нахождении в зоне гипергенеза, так и при хранении в отвалах. При этом главную роль в процессе генерации кислоты играют железосодержащие сульфиды, в первую очередь, пирит.

Основой прогноза процессов образования кислоты при окислении геологических материалов является оценка баланса между кислотопродуцирующими и нейтрализующими свойствами пород, слагающих территорию. В настоящее время для решения задач, связанных с прогнозом кислотного дренажа, используются прямые (инструментальные) и косвенные (геохимические тесты) методы анализа. Прямые методы анализа (оптическая микроскопия, рентгеновская дифрактометрия, сканирующая электронная микроскопия и др.) позволяют получить конкретную информацию о минералогическом составе пород и охарактеризовать объемное содержание кислотообразующих и нейтрализующих минералов.

Косвенная оценка возможности развития процессов кислотного стока осуществляется согласно рекомендациям Руководства по прогнозу химического состава вод, дренируемых сульфидсодержащие геологические материалы (GARDGuide, 2014), на этапе разведки месторождений и включает проведение статических и кинетических геохимических тестов. Статические тестирования проводятся на начальном этапе исследований для определения общего потенциала кислотообразования геологических материалов с помощью расчетных и экспериментальных методов. Кинетическое тестирование представляет собой имитацию выветривания пород и руд в лабораторных условиях и направлено на установление скорости процессов кислотообразования и выщелачивания металлов в долговременном периоде. Как правило, кинетические тестирования проводятся после статических тестов для образцов с выявленными кислотопродуцирующими свойствами.

В настоящей работе приводятся результаты прогнозной оценки развития процессов кислотного дренажа при освоении меднопорфировых месторождений Баимской площади и золотосеребряных рудопроявлений Водораздельной площади, расположенных в Чукотском автономном округе (Северо-Восток России).

Баимская площадь приурочена к позднеюрскому-раннемеловому островодужному вулканоплутоническому комплексу Алазейско-Олойской складчатой системы. К рудоконтролирующим разломам северо-западного субмеридионального направления (Восточный, Веснинский) примыкают зоны повышенной трещиноватости, вмещающие штокверки Cu-Mo-порфирового оруденения (месторождение Песчанка и проявления Находкинского рудного поля).

Сульфидная минерализация представлена преимущественно пиритом, халькопиритом, борнитом, молибденитом, блеклыми рудами, на некоторых участках обнаружен халькозин. Реже встречаются сфалерит, галенит, самородная медь. Гидроокислы железа и марганца, халькозин, азурит, малахит, хризоколла, гематит образуют гипергенную зону мощностью до 15 м. Среди жильных минералов преобладают кварц, кальцит, доломит, гипс, в меньшей степени альбит и калиевый полевой шпат.

Водораздельная площадь входит в состав Верхне-Раучуанской рудной зоны Илirianейского рудного района. На территории развиты раннемеловые кислые вулканы

Тытыльвеевской свиты (дациты, риодациты, игнимбриты, кластолавы и лавы андезитов, пачки и пласты туфов и туфобрекчий среднего состава), которые прорываются интрузиями различных фаз Илirianейского комплекса субщелочных позднемеловых гранитов. Размещение прожилково-вкрапленной золотосульфидной минерализации контролируется региональными разломами и связано с телами эксплозивных, тектонических и гидротермальных полимиктовых и мономиктовых брекчий. Золото-сульфидное оруденение Водораздельной площади разделяется на два промышленных типа руд: жильные золото-серебро-теллуридные и вкрапленные, прожилково-вкрапленные и жильные золото-серебро-мышьяковые.

В рудах присутствуют три сменяющие друг друга минеральные ассоциации: пирит-арсенопиритовая, полиметаллическая и золото-серебро-теллуридная. Ранняя рудная минерализация представлена пиритом, халькопиритом, сфалеритом и галенитом, а на эту ассоциацию накладывается более поздняя золото-серебро-теллуридная, включающая гессит, петцит, алтаит, самородное золото. Основным жильным минералом является кварц (80-90%), также присутствуют серицит, кальцит, адуляр, хлорит (Николаев и др., 2013).

Геохимические тесты для сульфидсодержащих геологических материалов проводились для 75 образцов керна разведочных скважин Баймской и Водораздельной рудных площадей.

Потенциал формирования кислотного стока в статическом варианте оценивался по результатам определения кислотно-основного баланса геологических материалов (Acid Base Accounting - АВА-тест), включающего: 1) измерение рН пасты образцов, 2) анализ содержаний сульфидной серы ($S_{\text{сульфид}}$) и углерода карбонатов ($C_{\text{карб}}$) (ИК-спектроскопия, анализатор LECO), 3) расчет кислотопродуцирующего и нейтрализующего потенциалов (КП и НП), 4) расчет коэффициента потенциала нейтрализации (КПН), равного отношению НП к КП. Полученные значения КПН позволили провести классификацию пород по склонности к генерации кислотного стока: 1) потенциально кислотопродуцирующие; 2) с неопределенной способностью к генерации кислоты; 3) некислотопродуцирующие породы (GARDGuide, 2014).

Результаты расчетного АВА-теста верифицировались экспериментальными определениями нейтрализующего потенциала ($\text{НП}_{\text{эксп}}$) методом объемного титрования (Гаськова, 2007, с изм.) и фактической кислотности путем постадийного ускорения окисления сульфидов сильным окислителем (перекись водорода) с последующим определением фактического количества продуцируемой кислоты методом потенциометрического титрования (NAG-тест, Stewart, 2006).

Кинетическое тестирование проводилось согласно методике ASTM D5744–13 (Humidity Cell Test, протокол В) для 10 образцов пород и руд и заключалось в еженедельном взаимодействии образцов керна (раздробленном до размера $<6,3$ мм) с фиксированным объемом дистиллированной воды с последующим сбором и анализом фильтрата. Определение рН, минерализации и макросостава фильтратов методами потенциометрии, кондуктометрии и объемного титрования, микроэлементов методом ИСП-МС проводилось на базе лабораторного комплекса кафедры геохимии геологического факультета МГУ им. М.В. Ломоносова.

На начальном этапе исследований были выполнены статические тесты (Стрильчук, 2019). Значения $\text{pH}_{\text{пасты}}$ вмещающих пород изученных участков находятся в слабощелочной (pH 6,8 – 9,2) области, что связано с растворением карбонатных минералов в процессе подготовки пасты. Минимальными значениями $\text{pH}_{\text{пасты}}$ (pH 3,6 – 5,4) отличаются туфоалевролиты зоны пиритовой оторочки Баймской площади, что обусловлено значительным содержанием пирита и халькопирита в образцах – до 35%.

Содержание углерода карбонатов ($C_{\text{карб}}$) для большинства образцов обеих площадей составляет от 0,3% до 0,8%. Минимальное содержание установлено для туфоалевролитов зоны пиритовой оторочки ($C_{\text{карб}} = 0,09\%$) Баймской площади, максимальное - для брекчий и дацитов Водораздельной площади (1,0 - 1,1%).

Основной формой серы для вмещающих пород и руд является сульфидная: от 4 до 10% для вмещающих пород Баймской площади (за исключением туфоалевролитов зоны пиритовой оторочки – более 19%). Вмещающие породы Водораздельной площади характеризуются содержанием серы до 4% (минимально - в риолитах, от 0,03 до 0,11%), а руды – до 6%.

Породы Баимской площади характеризуются высокими значениями КП (в среднем 170 – 350 кг CaCO₃/т) и относительно невысокими значениями НП (в среднем 20 – 70 кг CaCO₃/т). Туфоалевролиты зоны пиритовой оторочки имеют максимальное значение КП (740 кг CaCO₃/т) и минимальное значение НП (7 кг CaCO₃/т).

Геологические материалы Водораздельной площади характеризуются меньшими значениями КП по сравнению с Баимской площадью: для низкосортных руд КП составляет 70 – 160 кг CaCO₃/т, для вмещающих пород - от 45 до 75 кг CaCO₃/т. Нейтрализующий потенциал варьирует от 70 до 90 кг CaCO₃/т, а образцы руд обладают наименьшей нейтрализующей способностью – значения НП не превышают 50 кг CaCO₃/т.

На основе полученных данных можно сделать вывод, что породы Баимской площади характеризуются высокой кислотопродуцирующей способностью при относительно низкой нейтрализующей емкости, что относит их к потенциально кислотопродуцирующим. На территории Водораздельной площади присутствуют породы как склонные к генерации кислоты, так и породы с частичным или полным отсутствием кислотопродуцирующих свойств. Рудные образцы, характеризуемые относительно высокими содержаниями серы и небольшими содержаниями углерода, относятся к категории кислотопродуцирующих (рис.1).

Сопоставление экспериментальных и расчетных значений НП свидетельствует, что последние несколько ниже реальной буферной емкости пород, обусловленной не только конгруэнтным растворением карбонатных фаз, но и инконгруэнтным растворением минералов силикатной матрицы исследуемых пород.

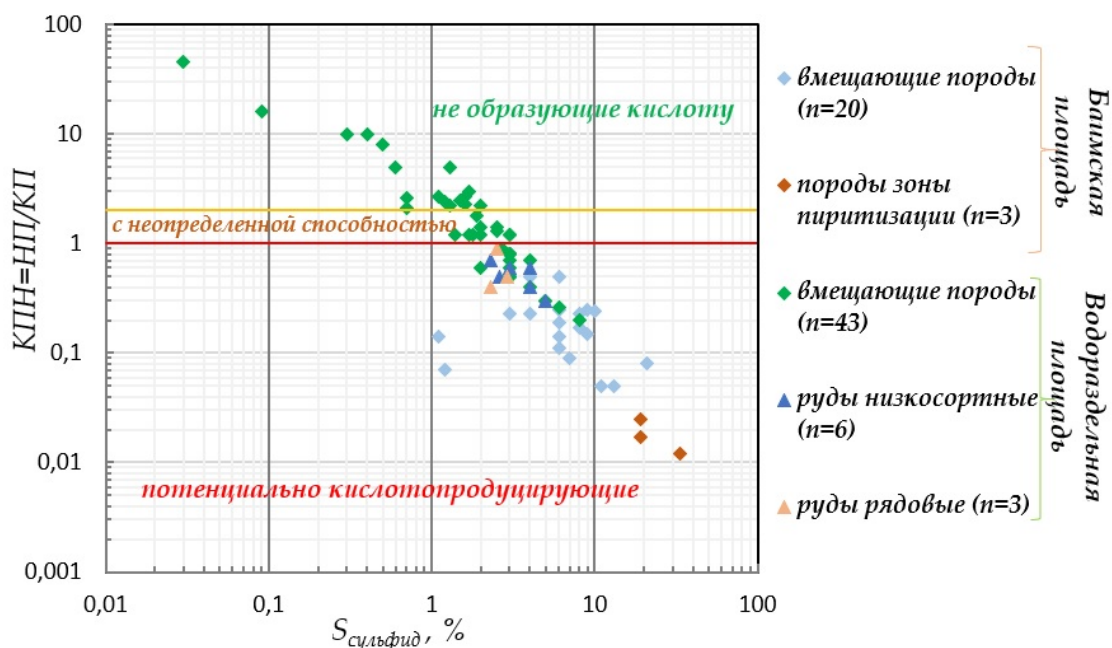


Рисунок 1. Распределение вмещающих пород и руд Баимской и Водораздельной площадей по склонности к кислотообразованию.

Полученные экспериментально значения фактической кислотности также ниже расчетных значений КП, что обусловлено присутствием в породах не содержащих железо сульфидов, при окислении которых не происходит образования кислоты, а также одновременным протеканием процесса нейтрализации образующейся кислоты.

Результаты статических тестов свидетельствуют, что породы, вмещающие высокосульфидный медно-порфировый тип оруденения, более склонны к формированию кислотного дренажа, чем породы, локализующие низкосульфидные золото-серебряные руды. Таким образом, при размещении в отвалах на поверхности все типы вмещающих пород Баимской рудной зоны могут явиться причиной начала процессов кислотного дренажа за счет окисления сульфидов атмосферными осадками.

По результатам статических тестов были выбраны образцы для кинетического тестирования:

- 3 образца вмещающих пород Баимской площади с содержанием сульфидной серы от 3 до 6% и низким значением КПН (0,14 - 0,25);

- 5 образцов вмещающих пород Водораздельной площади с низким содержанием $S_{\text{сульфид}}$ (1,2 – 3%); для андезитов КПН > 1 (1,8 – 2,4), для дацитов и брекчий КПН < 1 (0,5 – 0,9);

- 2 образца низкосортных руд Водораздельной площади с содержанием сульфидной серы от 2,6 до 5% и низким значением КПН (0,3 – 0,5).

В настоящее время, несмотря на высокий потенциал кислотообразования и значительный период проведения эксперимента (4 года), формирование кислотного стока не наблюдается, образуемые в ходе эксперимента фильтраты характеризуются околонеutralными и слабощелочными значениями водородного показателя (рН 7.0-8.0).

В первые 4-6 недель эксперимента происходит основной вынос легкорастворимых солей: вымываются К и Na, выводится сульфат-ион за счет растворения сульфатных минералов, электропроводность фильтратов варьирует от 500 до 1000 мкСм/см. В дальнейшем минерализация фильтратов снижается до 100-200 мкСм/см, основными ионами становятся гидрокарбонат-ион и ион кальция. Вследствие отсутствия кислотного стока наблюдается слабый вынос рудных и сопутствующих элементов из пород и руд: вымываются элементы, способные мигрировать в околонеutralных и слабощелочных условиях (медь, молибден, алюминий). Концентрации других элементов в еженедельных фильтратах стабильны или постепенно уменьшаются с течением времени.

Таким образом, наиболее распространенное для прогноза процессов кислотного дренажа статическое тестирование не всегда позволяет получить достоверную оценку кислотопродуцирующих свойств геологических материалов.

Определение кислотопродуцирующего потенциала расчетным способом приводит к завышению его значений в результате учета сульфидной серы не кислотопродуцирующих минералов. При расчете НП не учитывается нейтрализующий эффект силикатной матрицы пород. Кроме того, в природе отсутствуют жесткие окислительные условия, способные за короткий период вызвать полное окисление сульфидных минералов. В связи с этим применение расчетных значений НП и КП приводит к завышению возможности развития кислотного дренажа при складировании геологических материалов.

Некорректность использования расчетных значений НП и КП подтверждается кинетическим тестированием в долговременном периоде, в ходе которого не произошло образования кислых высокоминерализованных вод. Для точного прогноза развития кислотного дренажа необходимо применять не только косвенные (геохимические) методы, но и прямые методы анализа, позволяющие определить минералогический состав и соотношения сульфидных, карбонатных и силикатных минералов.

Гаськова Л.О., Бортникова С.Б. К вопросу о количественном определении нейтрализующего потенциала вмещающих пород // Геохимия. 2007. № 4. С. 461-464.

Золото-теллуридная минерализация Западной Чукотки: минералогия, геохимия и условия образования / Николаев Ю.Н., Прокофьев В.Ю., Аплеталин А.В., Власов Е.А., Башеев И.А., Калько И.А., Комарова Я.С. // Геология рудных месторождений. 2013. Т. 55. №2. С. 114 – 144.

Стрильчук Н.А. Прогноз развития процессов кислотного дренажа при освоении сульфидных месторождений Северо-Востока России // Материалы XXVI Международной научной конференции студентов, аспирантов и молодых ученых «Ломоносов». 8-12 апреля 2019 г. М., 2019.

ASTM D5744 – 13. Standard Test Method for Laboratory Weathering of Solid Materials Using a Humidity Cell. Copyright by ASTM International, United States. 2013. 23 p.

Global Acid Rock Drainage (GARD) Guide. Prediction Manual for Drainage Chemistry from Sulfidic Geologic Materials. 2014. November. Available: <http://www.gardguide.com/images/5/5f/TheGlobalAcidRockDrainageGuide.pdf>.

Stewart W., Stuart M., Smart R. Advances in acid rock drainage (ADR) characterization of mine wastes // Journal American Society of Mining and Reclamation (ASMR). 2006. P. 2098 – 2119. DOI: 10.21000/JASMR06022098

Геохимические особенности пегматитов и гранитоидов коллизионного и внутриплитного этапов магматизма Ольхонского региона (Прибайкалье)

Шептякова Н.В.¹

¹ИГХ СО РАН, г. Иркутск, viksaly@mail.ru

Центрально-Азиатский складчатый пояс характеризуется интенсивным развитием гранитоидного магматизма, который особенно масштабно проявился в связи с раннепалеозойскими аккреционно-коллизионными событиями, сопровождавшими закрытие Палеоазиатского океана (Ярмолюк, Коваленко, Кузьмин, 2000 и др.). Формирование коллизионных поясов происходило преимущественно вдоль южной окраины Сибирского кратона, где в результате геологических процессов к его краевым частям причленялись различные по своей геодинамической природе террейны. Возраст главных коллизионных событий в пределах этих террейнов установлен в интервале 500—465 млн лет (Владимиров и др., 2008; Гладкочуб и др., 2010). Наиболее значительным развитием коллизионных гранитоидов в зоне сочленения Сибирского кратона и Баргузинского микроконтинента характеризуется Ольхонский террейн (Зоненшайн и др., 1990; Федоровский и др., 1995; Гладкочуб и др., 2010), который охватывает Ольхонский регион (Приольхонье и о.Ольхон) и протягивается вдоль западного берега оз.Байкал.

В Ольхонском регионе Прибайкалья мигматиты, гранитогнейсы, граниты шаранурского комплекса, массивов Ая, Саса и Сапшилан, а также граносиениты и кварцевые сиениты по возрасту, геологическим и геохимическим особенностям, а также характеру эволюции представляют ряд пород, формирующихся в процессе каледонского синколлизионного гранитообразования. Исследования показали, что коллизионный этап развития Ольхонского региона сменился внутриплитным тектогенезом, о чем свидетельствует появление редкометалльных пегматоидных гранитов различных геохимических типов (Макрыгина, Антипин, 2018): амазонитовых пегматитов Li-F типа среди гранитоидов Аинского массива (Приольхонье) и пегматоидных гранитов с Be-минерализацией (о. Ольхон) (390±5 млн лет).

Гранитоиды шаранурского комплекса. На юго-западе о. Ольхон в районе бухты Колоколья (Южно-Ольхонский массив) нами были закартированы различные по вещественному составу выходы гранитоидов, залегающие среди гнейсов, иногда переслаивающихся с мраморами и кристаллическими сланцами вмещающей толщи (Шептякова и др., 2016). Эти образования являются автохтонной фацией гранитного магматизма в пределах шаранурского комплекса. Однако наибольшее распространение здесь имеют биотитовые, либо амфибол-биотитовые, иногда порфириовидные граниты, образующие довольно крупные аллохтонные массивы вдоль юго-западного побережья о. Ольхон (главная разновидность гранитоидов шаранурского комплекса). Об их интрузивной природе свидетельствуют резкие контакты гранитов с породами вмещающей толщи, на границе с которыми отмечается проявление редких и небольших межпластовых тел мелкозернистых лейкогранитов, вероятно, являющихся поздними дифференциатами более крупных интрузий шаранурских гранитоидов.

Мелкозернистые лейкограниты Южно-Ольхонского массива являются высококалийевыми породами, которые относятся к серии нормальной щелочности. На спайдердиаграмме (рис. 1) видно, что лейкограниты характеризуются повышенными концентрациями Rb, Th, U, K и Pb относительно среднего состава континентальной коры, но более низкими – Li, Sn, Be, Nb, Ta, Zn, Cu, Sr, Nd, Yb, Y и летучих компонентов (B, F). В целом, данные породы попадают в поле K-Na гранитоидов шаранурского комплекса, отличаясь от них несколько повышенными содержаниями Rb и U, но заметно пониженной концентрацией Ta.

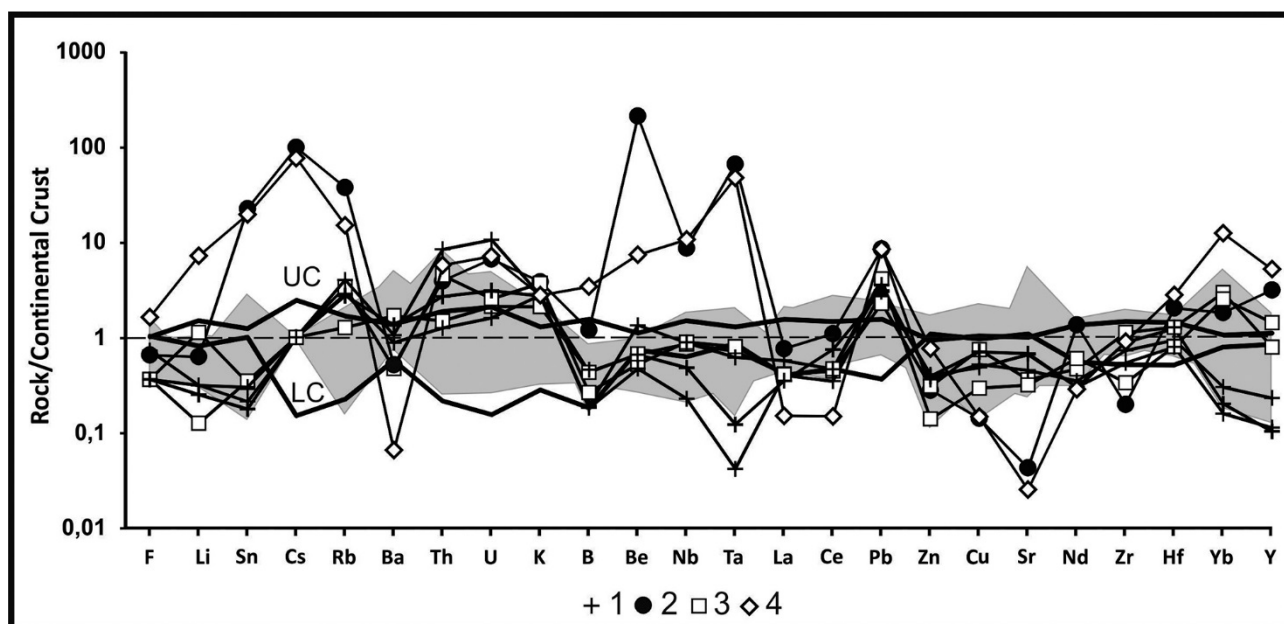


Рисунок 1. Спайдердиаграмма распределения редких элементов в гранитоидах шаранурского комплекса, пегматитах и редкометалльных пегматитах с Ве-минерализацией и амазонитовых пегматитах Аинского массива Ольхонского региона.

1 – мелкозернистые лейкограниты шаранурского комплекса (Южно-Ольхонский массив, п. Колокольня, о. Ольхон); 2 - редкометалльные пегматиты с Ве-минерализацией (п. Ташкиней, о. Ольхон) (средний состав); 3 – пегматиты (п. Ташкиней, о. Ольхон); 4 - амазонитовые пегматиты Аинского массива (средний состав). Серое поле на диаграмме – К-Na гранитоиды шаранурского комплекса. Средний состав континентальной коры по (Rudnick, Gao, 2003), UC – upper crust (верхняя кора), LC – low crust (нижняя кора).

В районе пади Ташкиней нами изучались также пегматоидные жильные и шпировидные образования, которые встречаются среди гранитогнейсов и гранитов шаранурского комплекса. Эти пегматоидные породы по петрохимическим характеристикам сходны с составом мелкозернистых лейкогранитов шаранурского комплекса и относятся к серии нормальной щелочности с преобладанием К над Na. Данный тип пород по большинству элементов тяготеет к среднему составу континентальной коры, и в свою очередь эти пегматоидные граниты попадают в поле К-Na гранитоидов шаранурского комплекса. Лейкограниты и пегматоидные граниты, как поздние дифференциаты эволюции шаранурского комплекса, имеют геохимическое сходство с близкими спектрами распределения редких элементов (рис.1), за исключением Li, Nb, Ta, Yb и Y, содержания которых понижены в мелкозернистых лейкогранитах п. Колокольня (Южно-Ольхонский массив).

Редкометалльные пегматиты. В Ольхонском регионе Прибайкалья, кроме гранитоидов шаранурского комплекса, при изучении многофазного Аинского массива выделен Аинский комплекс (Иванов, Шмакин, 1980). Судя по секущим интрузивным взаимоотношениям различных типов гранитов в Аинском массиве правомерно выделение трех интрузивных фаз: крупнозернистых биотитовых гранитов ранней фазы, средне- мелкозернистых лейкогранитов 2-й фазы и заключительной фазы жильных гранитов и пегматитов. Особое геологическое положение занимают в массиве редкие жилы редкометалльных амазонитовых пегматитов, которые могут быть не связаны с его формированием.

Исследования показали, что граниты первой фазы Аинского массива имеют близкий химический состав с К-Na гранитоидам шаранурского комплекса, отличаясь повышенными концентрациями Th, Ta, Li, и пониженными – Ba, La, F, Sr, а также отчетливо выраженным Eu-минимумом в распределении REE. Геохимические особенности различных фаз Аинского массива характеризуют процесс магматической дифференциации многофазной интрузии.

В ольхонской серии (о. Ольхон) обнаружено пока единственное зональное с апофизами тело крупно- среднезернистых пегматитов с бериллиевой минерализацией в его южной части в

верховьях пади Ташкиней. Оно имеет субмеридиональное простирание и внедрилось, вероятно, по зоне разлома в породах гнейсо-сланцевой толщи. Структура пород меняется от мелко-среднезернистых лейкогранитов в эндоконтактовой зоне до средне-крупнозернистых с гранофировыми срастаниями кварц-полевошпатового состава в центральной части жильного тела. В полированных шлифах пегматоидных гранитов на микрозонде обнаружены монацит, циркон, ксенотим, касситерит, вольфрамит, тортвейтит, эвксенит и целая группа сложных титано-тантало-ниобатов, размерами 10-25 микрон с примесями U, Th, W, Sn и Sc.

Редкометалльные пегматиты с Be-минерализацией обладают аномальными геохимическими особенностями, для них характерны минимумы концентраций Ba, а также – Zr. Эти породы имеют низкие индикаторные отношения Zr/Hf и Ta/Nb, но в свою очередь они резко обогащены многими литофильными и высокозарядными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, Y, но концентрации бора (2-28 г/т) и фтора (75-220 г/т) ниже кларка в континентальной коре (рис. 1). Однако, пегматоидные граниты имеют высокие концентрации Sc. Возрастные данные (390 ± 5 млн лет) и график редкоэлементного состава подтверждают, что более молодые по возрасту редкометалльные пегматиты не связаны с шаранурским гранитоидным комплексом, и, относятся уже к новому этапу внутриплитного магматизма (Антипин и др., 2018).

Сравнительная геохимическая характеристика пегматитов и пегматитов с Be-минерализацией свидетельствует о том, что эти породы имеют высокие концентрации Th, K и Pb, но низкие – Ba, фтора и бора. Совершенно иным характером распределения редких элементов обладают амазонитовые пегматиты, которые имеют максимальные концентрации Cs, Rb, Pb, Be, F, Ta, Sn, Li, Yb и Y, но минимальные – Ba, La, Nd, Zr и Sr (рис. 1). По этим характеристикам они относятся к Li-F геохимическому типу. Геохимическое изучение редкометалльных аинских пегматитов и пегматоидных гранитов с Be-минерализацией (п. Ташкиней, о. Ольхон) показало, что для них характерны глубокие минимумы содержаний Ba, Sr и Zr, и они резко обогащены многими литофильными элементами: Cs, Rb, Be, Ta, Nb, Sn, Y (рис. 1). Вместе с тем, эти два типа пород различаются между собой по редкоэлементному составу.

Распределение редкоземельных элементов в изучаемых породах показывает (рис. 2), что мелкозернистые лейкограниты Южно-Ольхонского массива характеризуются повышенными концентрациями легких редкоземельных элементов относительно тяжелых редкоземельных элементов, а также отмечается небольшая положительная Eu-аномалия, которая свидетельствует о процессах магматической дифференциации расплава. Пегматиты п. Ташкиней и жильные редкометалльные пегматиты с бериллием имеют практически равноплечий тип спектров распределения редкоземельных элементов, отмечается глубокая Eu-аномалия. Редкометалльные пегматиты с Be наиболее обогащены легкими лантаноидами и обеднены тяжелыми, чем пегматиты п. Ташкиней. Амазонитовые пегматиты аинского комплекса по сравнению с остальными типам пород имеют самые низкие концентрации легких РЗЭ, но самые высокие концентрации – тяжелых, а также отмечается глубокая Eu-аномалия, которая свидетельствует о магматической дифференциации расплава.

Таким образом, пегматоидные граниты Прибайкалья, залегающие среди гранитоидов шаранурского комплекса, (п. Ташкиней, о. Ольхон) имеют значительное сходство по петрохимическим и геохимическим характеристикам с мелкозернистыми лейкогранитами б. Колокольня. Вероятно, эти разновидности пород сформировались на стадии завершения магматической дифференциации гранитоидов шаранурского комплекса. Наряду с этим, в Ольхонском регионе выделяется два типа редкометалльных пегматитов, относящихся к двум геохимическим типам – Li-F (амазонитовые пегматиты Аинского массива, Приольхонье) и Rb-Be-Nb-Sc (пегматиты с Be-минерализацией, п. Ташкиней, о. Ольхон), залегающие в ольхонской и ангинской толщах.

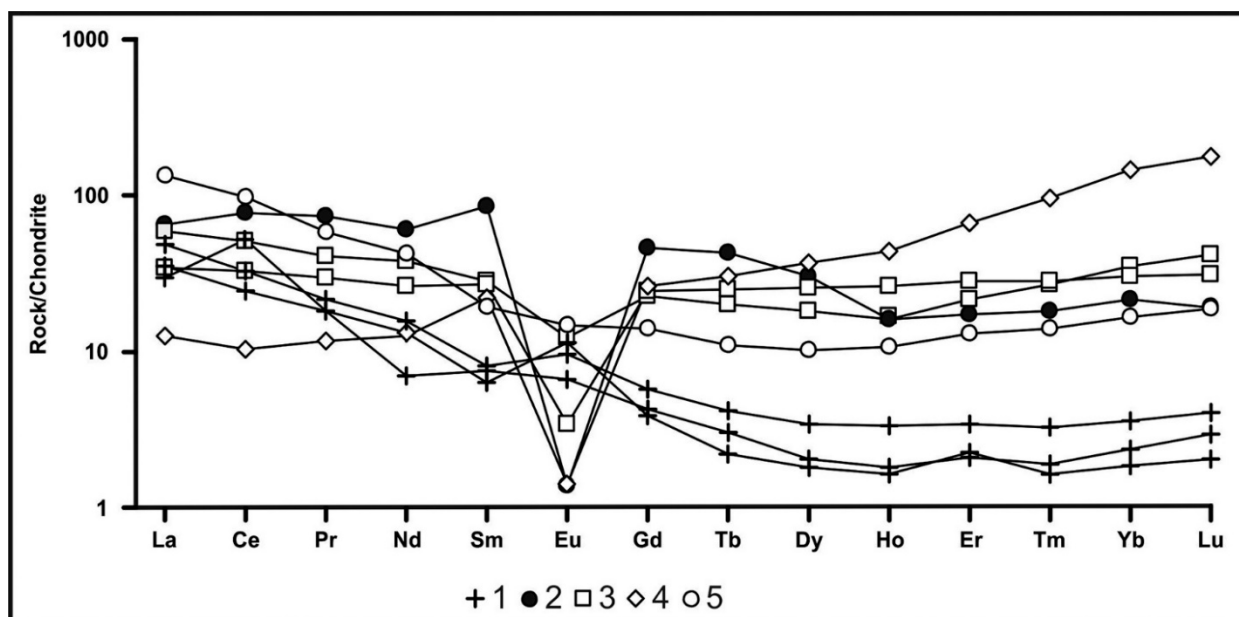


Рисунок 2. Распределение редкоземельных элементов в гранитоидах шаранурского комплекса, пегматитах и редкометалльных пегматитах с Ве-минерализацией и амазонитовых пегматитах Аинского массива Ольхонского региона.

1 – мелкозернистые лейкограниты шаранурского комплекса (Южно-Ольхонский массив, п. Колокольня, о. Ольхон); 2 - редкометалльные пегматиты с Ве-минерализацией (п. Ташкиней, о. Ольхон) (средний состав); 3 – пегматоидные граниты (п. Ташкиней, о. Ольхон); 4 - амазонитовые пегматиты Аинского массива (средний состав); 5 - К-На гранитоиды шаранурского комплекса (средний состав).

Исследование проведено в рамках выполнения государственного задания по Проекту IX.129.1.3.(0350-2019-0007) и при поддержке РФФИ (грант 19-05-00172 и грант 20-55-44002 Монг_а).

1. Антипин В.С., Куш Л.В., Шептякова Н.В., Владимиров А.Г. Геохимическая эволюция раннепалеозойского коллизионного магматизма от автохтонных мигматитов и гранитоидов до многофазных гранитных интрузий (шаранурской и аинской комплексы Прибайкалья) // Геология и геофизика. 2018. Т. 59. №12. С. 2027-2039.

2. Владимиров А.Г., Хромых С.В., Мехоношин А.С., Волкова Н.И., Травин А.В., Юдин Д.С., Крук Н.Н. U-Pb - датирование и Sm-Nd – изотопная систематика магматических пород Ольхонского региона (Западное Прибайкалье) // ДАН. 2008. Т. 423. №5. С. 651-655.

3. Гладкочуб Д.П., Донская Т.В., Федоровский В.С., Мазукабзов А.М., Ларионов А.Н., Сергеев С.А. Ольхонский метаморфический терреин Прибайкалья: раннепалеозойский композит фрагментов неопротерозойской активной окраины // Геология и геофизика. 2010. Т. 51. № 5. С. 571–588.

4. Зоненшайн Л.Р., Кузьмин М.И., Натапов Л.М. Тектоника литосферных плит территории СССР: в 2 кн. / М.: Недра. 1990. кн. 1 – 326 с.

5. Иванов А.Н., Шмакин Б.М. Граниты и пегматиты Западного Забайкалья / А.Н. Шмакин, Б.М. Шмакин. - М.: Наука. 1980. 218 с.

6. Макрыгина В.А., Антипин В.С. Геохимия и петрология метаморфических и магматических пород Ольхонского региона Прибайкалья / Новосибирск: Академическое изд-во «Гео». 2018. 248 с.

7. Федоровский В.С., Владимиров А.Г., Хаин Е.В., Каргополов С.А., Гибшер А.С., Изох А.Э. Тектоника, метаморфизм и магматизм коллизионных зон каледонид Центральной Азии // Геотектоника. 1995. № 3. С. 3–22.

8. Шептякова Н.В., Антипин В.С., Куш Л.В. Коллизионные и внутриплитные палеозойские гранитоиды Прибайкалья: сравнительная геохимия и петрогенезис / Н.В. Шептякова, В.С. Антипин, Л.В. Куш // Геология и геофизика. 2016. Т. 57. № 7. С. 1307-1322.

9. Ярмолюк В.В., Коваленко В.И., Кузьмин М.И. Северо-Азиатский суперплюм в фанерозе: магматизм и глубинная геодинамика // Геотектоника. 2000. №5. С. 3-29.

10. Rudnick R. L., Gao S. Composition of the continental crust / R. L. Rudnick, S. Gao // Elsevier. 2003. Vol. 3. P. 1-64.

Исследования ферриплантитов провинции Фута Джалон-Мандинго методом СЭМ (Западная Африка)

Шипилова Е.С.¹, Мамедов В.И.², Боева Н.М.¹, Макарова М.А.^{1,2}, Внучков Д.А.²

¹ИГЕМ РАН, г. Москва, lenusik.shipilva@rambler.ru

²МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва.

Ферриплантиты – крепкие, каменные высокожелезистые породы – образуются в центральной части нижнего железистого горизонта бокситоносной латеритной коры выветривания (ЛКВ). Этот горизонт пространственно совпадает с зоной колебания зеркала грунтовых. Его формирование происходит за счет интенсивного окислительного геохимического барьера.

Из-за высокой плотности, в процессе формирования профиля ЛКВ, ферриплантиты не полностью замещаются глиноземистым веществом, поэтому их можно встретить также выше по разрезу - в горизонте бокситов и даже в кирасе (Мамедов, 2020).

Ферриплантиты бывают двух разновидностей – сургучно-красные и табачно-охристые (Шипилова, 2019). Сургучно-красные ферриплантиты имеют существенно гематитовый состав. Но при этом в сургучно-красных ферриплантитах наряду с гематитом, количество которого в основном больше 50%, наблюдается присутствие гетита, содержание которого в среднем составляет 15%, а в отдельных случаях достигает 30-45%. В табачно-охристых ферриплантитах основным минералом является гетит, содержание которого также превышает 50%. Количество гематита в табачно-охристых ферриплантитах может достигать 40%, но в среднем составляет около 15%. Важно отметить, что, в отличие от бокситового горизонта, особенно в его верхней части, где каолинита практически нет, в ферриплантитах каолинит сохраняется зачастую вплоть до самой верхней части профиля. Связано это с тем, что каолинит в нижнем железистом горизонте «цементируется» микрокристаллическими минералами железа (гетитом и гематитом), что приводит к понижению водопроницаемости породы и соответственно замедляет процесс латеритизации. По имеющимся данным каолинит лучше сохраняется в верхней части профиля в табачно-охристых ферриплантитах.

Для детального изучения ферриплантитов образцы были исследованы на сканирующем электронном микроскопе JSM-5610LV («JEOL Ltd.», Япония) с ЭДС-спектрометром INCA-450. Сканирующая электронная микроскопия является одним из наиболее широко используемых методов для диагностики наноматериалов и наноструктур, потому что позволяет наблюдать мельчайшие особенности и детали структуры, исследовать морфологию минеральных индивидов, имеет широкий диапазон увеличений. С помощью ЭДС есть возможность получить информацию о химическом составе вещества.

Специальные исследования с помощью СЭМ показали, что визуально и микроскопически воспринимаемая как афанитовая, гелеморфная масса ферриплантитов имеет микрокристаллическую структуру с изменчивыми размерами породообразующих минералов от долей мкм до 100-150 мкм, с разнообразными, но характерными для каждого из минералов формами (рис.1 А). ЭДС показали присутствие органического углерода в гелеморфном веществе, что подтверждает большую роль органического вещества в формировании ЛКВ. Биопленки очень широко распространены в образцах ферриплантитов, по ним развиваются кристаллы гиббсита и гематита.

Гетит является основным железистым минералом в табачно-охристых ферриплантитах, его максимальное содержание достигает 86%. Для гетита наиболее характерны игольчатые, радиально-лучистые формы, которые образуют агрегаты в виде хризантем и их букетов. Они развиваются в большом количестве, образуя сплошные гетитовые массы (рис.1 В).

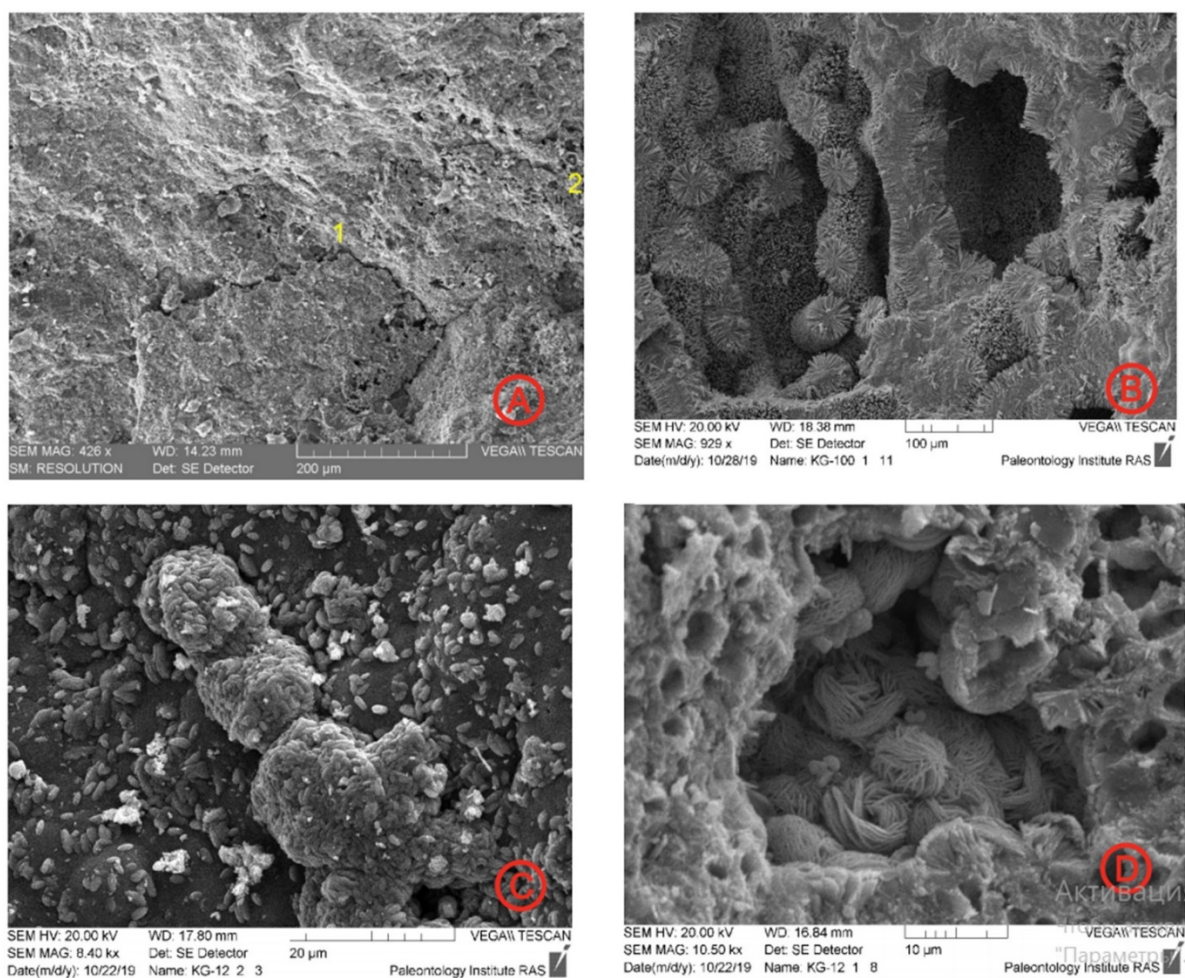


Рисунок 1. Гетит в табачно-охристых ферриплантитах (А, В), гематит в сургучно-красных ферриплантитах (С, D). СЭМ.

Гематит широко распространен в сургучно-красных ферриплантитах, в меньших количествах образуется в табачно-охристых. Содержания гематита в сургучно-красных ферриплантитах достигает 86 %, а в табачно-охристых – 40%. Для гематита характерны весьма разнообразные формы кристаллов - веретенообразные выделения, которые часто образуют агрегаты типа пряжи (клубочков и хвостиков), а также «гематитовые розочки» (рис.1 С, D). Такое разнообразие форм гематита наблюдается, в основном, у минерала, который образуется по биопленкам в ферриплантитах.

Для каолинита, содержание которого в ферриплантитах увеличивается в самых нижних частях разреза, зачастую наблюдается две разновидности минерала: мелкокристаллическая (доли и первые мкм) в смеси с гетитом, и крупнокристаллическая (до 10-15 мкм) в виде расслоенных пачек – «гармошек» каолинитовых агрегатов, на фоне которых появляются единичные выделения – «зародыши» гематита или гиббсита (рис.2 А, В). Содержание каолинита в сургучно-красных ферриплантитах достигает 10%, в среднем составляет около 2%. В табачно-охристых ферриплантитах количество каолинита может достигать 20%, в среднем составляет около 6%.

Содержание гиббсита в табачно-охристых ферриплантитах в среднем составляет от 9,5 до 12,4%, хотя в отдельных образцах (особенно в верхней части бокситового горизонта) достигает 39%. В сургучно-красных ферриплантитах количество гиббсита несколько выше (в среднем 16%) и также повышается в верхней части профиля. Гиббсит чаще всего образует характерные гексагональные кристаллы, относительно крупные (длина от 20 до 100 мкм, толщина – до 10-30 мкм) (рис.2). Характерно, что по биопленкам развиваются в основном удлинённые формы кристаллов, тогда как в ходах живых организмов или трещинах образуются однообразные изометричные, бочонковидные кристаллы (рис.2 С, D).

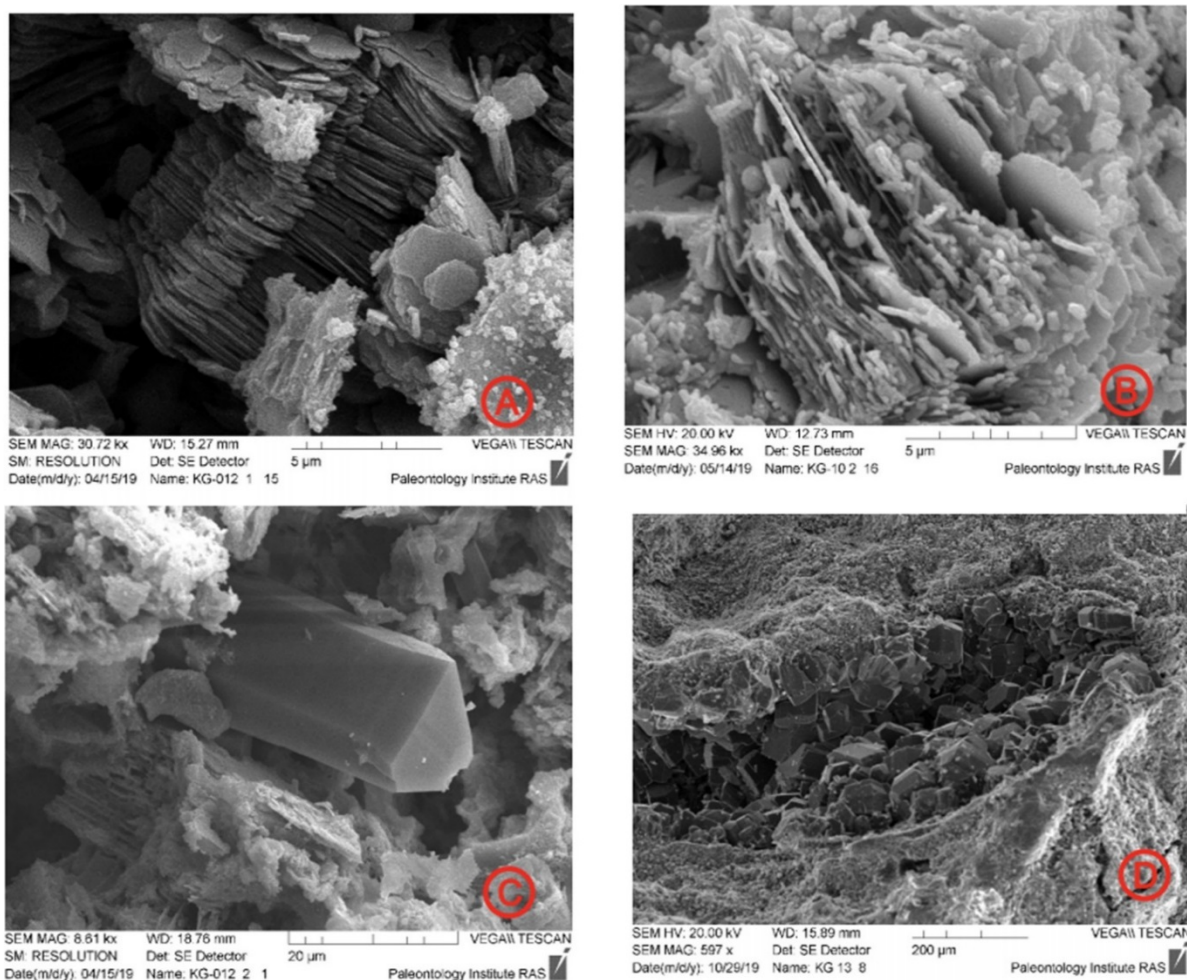


Рисунок 2. Каолинит (А, В) и гиббсит (С, D) из железистого горизонта ЛКВ. СЭМ.

Не исключено, что образование различных по размеру кристаллов и их агрегатов, отражают микронеоднородности материнского субстрата (например, крупные вытянутые пакеты каолинита по плагиоклазам долеритов) или участие в процессе перераспределения вещества биоты. Например, более крупные кристаллы гиббсита выявлены в ходах роющих организмов на фоне микрокристаллической, существенно гетитовой и гематитовой смеси в каолинитовой массе.

Таким образом, было показано, что метод СЭМ является очень информативным при изучении минерального состава ЛКВ. С его помощью были установлены типоморфные признаки и выявлены особенности локализации минералов в бокситоносном латеритном профиле коры выветривания.

Мамедов В.И., Шипилова Е.С., Боева Н.М., Слукин А.Д., Макарова М.А., Внучков Д.А., Бортников Н.С. Ферриплантиты в бокситоносной латеритной коре выветривания провинции Фута Джалон-Мандинго, Африка: причины накопления железа // Доклады Академии наук. 2020. Т. 490. № 1. С. 1-5.

Шипилова Е.С., Макарова М.А., Боева Н.М., Слукин А.Д. Особенности морфологии, распространенности и состава ферриплантитов в провинции Фута Джалон - Мандинго. // IX Российская молодежная научно-практическая Школа с международным участием "Новое в познании процессов рудообразования". 2019. С. 467-469.

Состав остаточного расплава после кристаллизации оксид-габбро: пример кислого дифференциата MORB в современной океанической коре (комплекс Ашадзе, Центральная Атлантика)

Шолухов К.Н.¹, Прокофьев В.Ю.¹, Борисовский С.Е.¹, Соловова И.П.¹, Жиличева О.М.¹, Перцев А.Н.¹

¹ИГЕМ РАН г. Москва, kote1155708@gmail.com

Присутствие жильных лейкократовых пород гранитоидного состава характерно для габброидных ассоциаций современной океанической коры. Несмотря на их незначительный объем (до 1-1.5% в пробуренных разрезах, Idefonse et al., 2014; Dick et al., 2000; 2017), генезис гранитоидных жильных пород в океанической коре («океанических плагиогранитов», ОПГ) является важной дискуссионной проблемой (Brophy, 2009; Аранович и др., 2010; Силантьев и др., 2010; Pietranic et al., 2017; Chen et al., 2019). Происхождение ОПГ объясняется двумя главными моделями: (1) высокая степень дифференциации магмы типа MORB (Niu et al., 2002; Chen et al., 2019) и (2) частичное плавление габброидов (Коерке et al., 2004; Аранович и др., 2010; Силантьев и др., 2014). Вместе с тем, приложение экспериментальных данных по дифференциации и частичному плавлению к природным ОПГ сложно и неоднозначно (см. обзор Коерке et al., 2007). Актуальным стало изучение природных ассоциаций ОПГ, в частности, изотопной геохимии (Niu et al., 2002; Pietranic et al., 2017; Chen et al., 2019). Наименее исследованными остаются реальные составы природных расплавов ОПГ. Представление о жильных ОПГ как о «застывших» кислых расплавах (например, Коерке et al., 2007; Chen et al., 2019) не вполне оправдано по следующим причинам: (1) удаление неизвестной части остаточного расплава, обогащенного рядом важных компонентов, таких как H₂O, K₂O, Cl после кристаллизации лейкократовых жил; (2) кристаллизация лейкократовых жил могла сопровождаться существенным взаимодействием расплава с вмещающей базитовой породой; (3) наложение гидротермальных процессов, неизбежное при тектоническом вскрытии пород доступных для донного опробования. В данной работе предпринята попытка непосредственного микроанализа расплава в гомогенизированных (закаленных) расплавных включениях в цирконе из дифференцированных габброидов. Предложенная интерпретация генезиса кислого расплава основана на полученных данных о составе расплавных включений и минеральных ассоциаций.

Микропроявления кислого магматизма изучены в габброидах комплекса Ашадзе, обнаженного в западном борту рифтовой долины Срединно-Атлантического хребта на 13°с.ш. Комплекс Ашадзе является типичным габбро-перидотитовым внутренним океаническим комплексом (oceanic core complex), т.е. обнажается в лежащем боку долгоживущего гидротермально-активного разлома растяжения (Ondreas et al., 2012; Peirce et al., 2019). Изученные образцы, полученные донным опробованием, представлены грубозернистыми габброноритами с инъекциями оксид-микрогаббро (габбро, обогащенного Fe-Ti оксидами) и, реже – с микропрожилками ОПГ. В данной изученной ассоциации пород выделяется три морфологических разновидности циркона, соответствующие разной степени обогащения остаточного расплава Hf: (1) в жильном оксид-габбро, в структурно-однородном микрозернистом агрегате плагиоклаза, клинопироксена, ильменита и апатита – наименьшие содержания Hf без проявления закономерной зональности (Рис. 1а); (2) во вмещающем габбро, более крупные зерна циркона, развитые по микроапофизам жильного оксид-габбро со слабым зональным обогащением Hf к краям зерен (Рис. 1б); (3) в удаленных плагиогранитных микропрожилках – самые высокие содержания Hf в сочетании с сильно выраженным обогащением Hf к краям зерен (Рис. 1в). Это дает основание предполагать, что циркон второй разновидности формировался из расплава, оставшегося непосредственно после кристаллизации жильного оксид-габбро, тогда как удаленные микропрожилки ОПГ соответствуют более высокой степени дифференциации этого остаточного расплава (Рис. 1). Присутствие расплавных включений в цирконе второй разновидности (Рис. 2) дает возможность оценить состав

остаточного расплава непосредственно после кристаллизации оксид-габбро. В нашей работе экспериментально установлено, что гомогенизация включений расплава в цирконе второй разновидности происходит при температурах 850-910°C. Микрозондовый анализ гомогенизированных, закаленных и вскрытых полировкой включений показал кислый гранитоидный состав расплава (табл. 1).

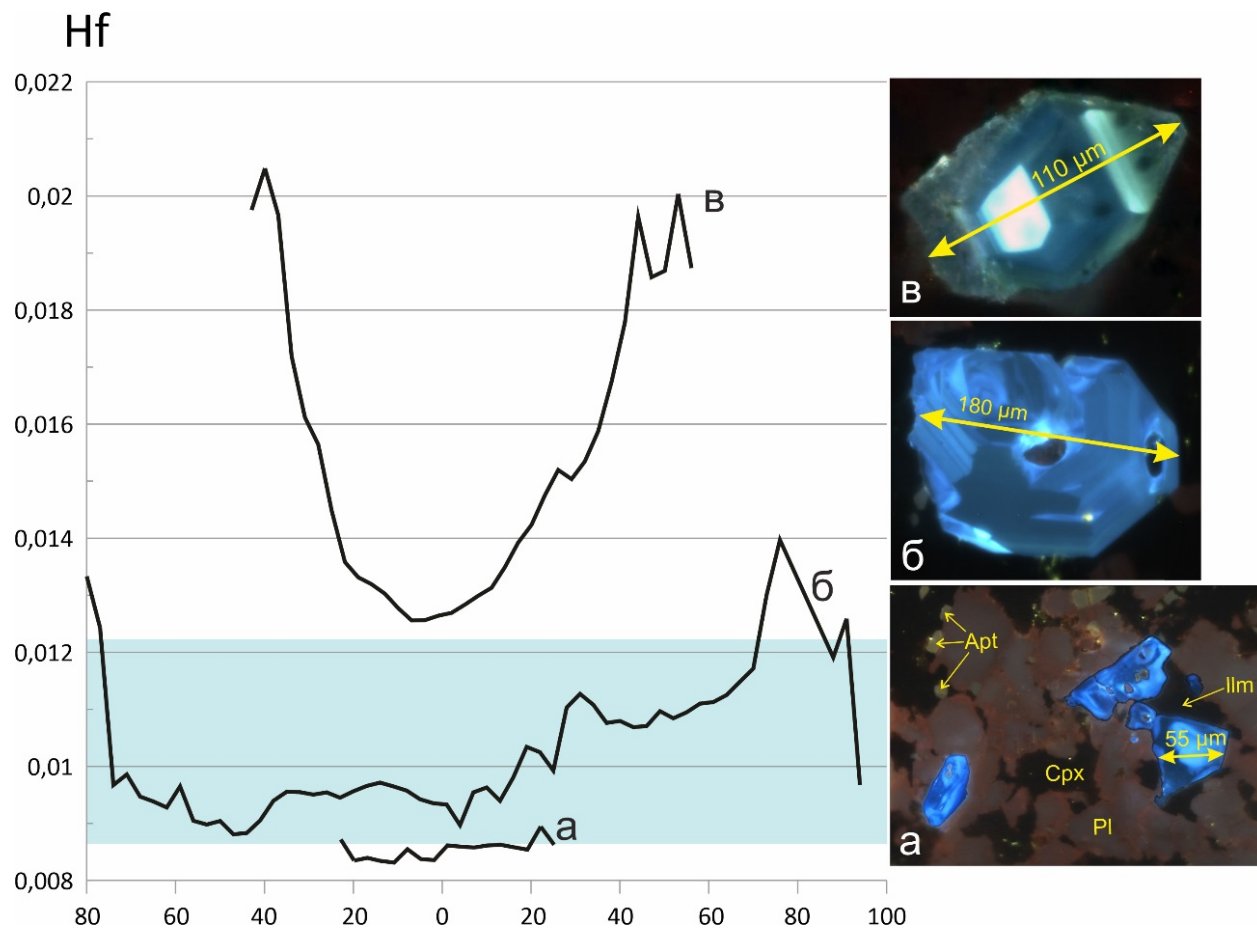


Рисунок 1. Концентрация Hf (формульные единицы) по профилям в цирконах трех выделяемых разновидностей. Голубое поле на графике – диапазон концентраций Hf в цирконах рядом с расплавленными включениями. а) Циркон в микрозернистом оксид-габбровом агрегате. б) Циркон, развитый по микроапофизам оксид-микрогаббро в грубозернистом габбро. в) Циркон в плаггиогранитных микропрожилках, удаленных от инъекций оксид-габбро.

Обозначения минералов: Apt – апатит, Срх – клинопироксен, Ilm – ильменит, Pl – плагиоклаз.

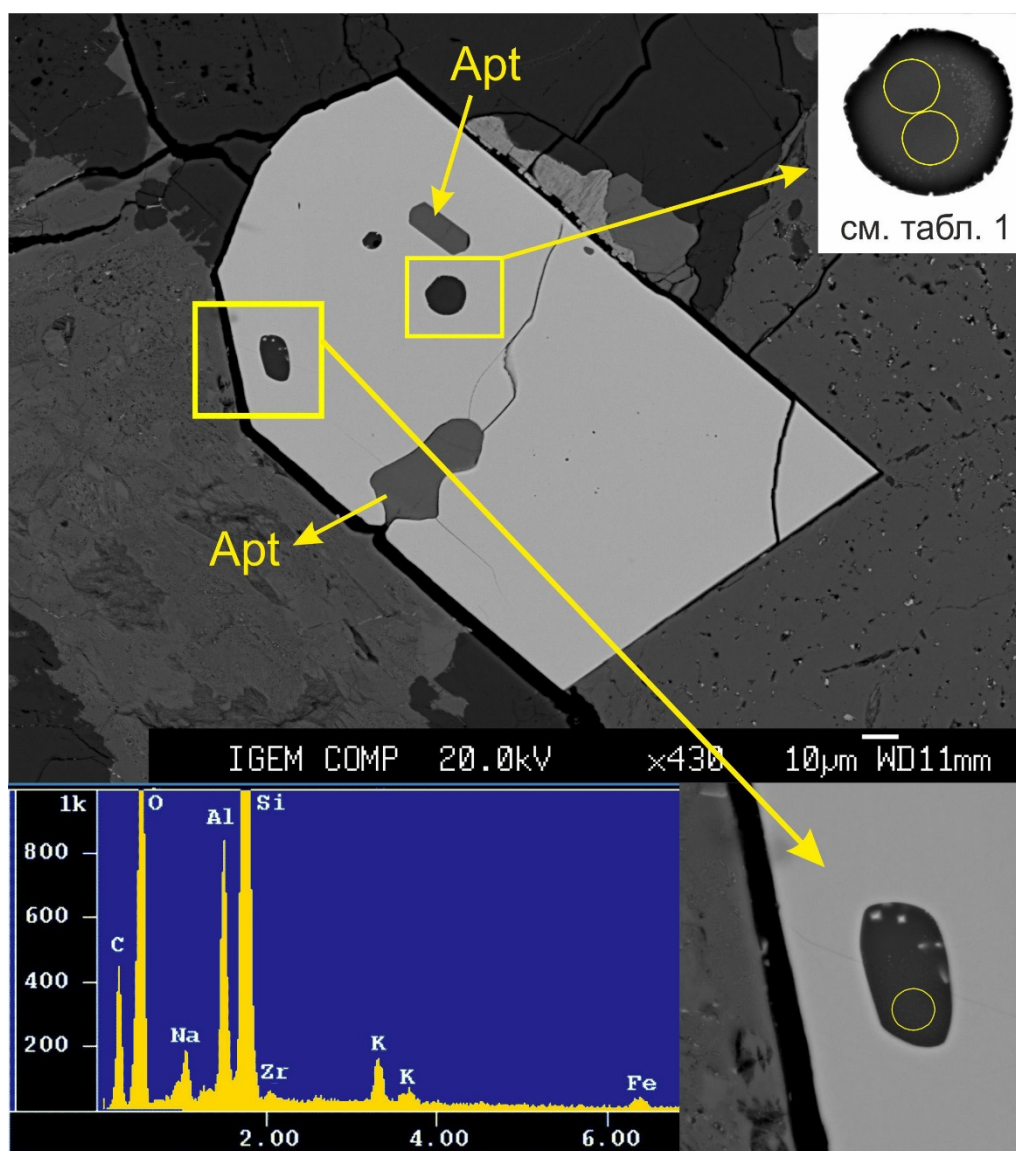


Рисунок 2. Циркон с расплавленными и кристаллическими включениями. Включение справа проанализировано зондом 5мкм.

Для включения слева показан спектр ЭДС.

Таблица 1.

| SiO ₂ | TiO ₂ | Al ₂ O ₃ | FeO | MnO | MgO | CaO | Na ₂ O | K ₂ O | Cl | P ₂ O ₅ | SO ₃ | Total |
|------------------|------------------|--------------------------------|------|------|------|------|-------------------|------------------|------|-------------------------------|-----------------|-------|
| 76,09 | 0,13 | 12,48 | 1,81 | 0,02 | 0,05 | 0,46 | 3,30 | 1,87 | 0,06 | 0,04 | 0,12 | 96,84 |
| 74,72 | 0,14 | 13,02 | 2,36 | 0,06 | 0,05 | 0,64 | 2,76 | 1,85 | 0,06 | 0,00 | 0,11 | 96,37 |

Именно массовое фракционирование Fe-Ti оксидов вместе с плагиоклазом и пироксенами (оксид-габбро) предполагается в качестве одного из механизмов формирования кислых гранитоидных расплавов в ряде медленно-спрединговых обстановок (например, Chen et al., 2019; Dick et al., 2000). С точки зрения альтернативной модели, экспериментальные данные по частичному плавлению типичных океанских габброидов (K₂O < 0.1 мас. %) показывают низко-калиевый состав (< 1 мас. % K₂O) генерируемых кислых расплавов (Коекке et al., 2004) и лишь в одном случае 1,2 мас. % K₂O при SiO₂ > 79 мас.%; (Wolff et al., 2013). Реконструированный нами состав кислого гранитоидного расплава с содержанием K₂O > 1.8 мас. %, наряду с признаками генетической связи с дифференцированными оксид-габбро, позволяет отдать предпочтение модели происхождения в результате дифференциации расплава типа MORB.

Работа выполнена при поддержке РФФИ (проект №18-05-00691).

Аранович Л.Я., Бортников Н.С., Серебряков Н.С., Шарков Е.В. Условия образования плагиогранитов впадины Маркова, Срединно-Атлантический хребет, 5°52'–6°02' с.ш. // ДАН. 2010. Т. 434. № 3. С. 372–377.

Силантьев С. А., Аранович Л. Я., Бортников Н. С. Океанические плагиограниты: результат взаимодействия магматической и гидротермальной систем в медленно-спрединговых срединно-океанических хребтах // Петрология. 2010. Т. 18. № 4. С. 387–401.

Силантьев С.А., Краснова Е.А., Каннат М., Бортников Н.С., Конокова Н.Н., Бельтнев В.Е. Перидотит-габбро-трондьемитовая ассоциация пород Срединно-Атлантического хребта в районе 12°58'–14°45' с.ш. гидротермальные поля Ашадзе и Логачев // Геохимия. 2014. № 4. С. 1-34.

Brophy J.M. La–SiO₂ and Yb–SiO₂ systematics in mid-ocean ridge magmas: implications for the origin of oceanic plagiogranite // Contrib Mineral Petrol. 2009. V. 158. P. 99–111.

Chen Y., Niu Y., Wang X., et al. Petrogenesis of ODP Hole 735B (Leg 176) Oceanic Plagiogranite: Partial Melting of Gabbros or Advanced Extent of Fractional Crystallization? // Geochemistry, Geophysics, Geosystems. 2019. V. 20. P. 2717–2732.

H.J.B. Dick et al. A long in situ section of the lower ocean crust: results of ODP Leg 176 drilling at the Southwest Indian Ridge // Earth and Planetary Science Letters 2000. V. 179. P. 31-51.

Dick H.J.B., MacLeod C.J., Blum P., et al. Expedition 360 summary. In MacLeod, C.J., Dick, H.J.B., Blum, P., and the Expedition 360 Scientists, Southwest Indian Ridge Lower Crust and Moho. Proceedings of the International Ocean Discovery Program. 2017. V. 360: College Station, TX (International Ocean Discovery Program). <http://dx.doi.org/10.14379/iodp.proc.360.101.2017>

Ildefonse, B., Blackman, D.K., John, B.E., Ohara, Y., Miller, D.J. and MacLeod, C.J., Oceanic core complexes and crustal accretion at slow-spreading ridges // Geology. 2007. V. 35. P. 623-626.

Koepke J., Feig S.T., Snow J., Freise M. Petrogenesis of oceanic plagiogranites by partial melting of gabbros: an experimental study // Contrib Mineral Petrol 2004. V. 146. P. 414–432.

Koepke J., Berndt J., Feig S.T., Holtz F. The formation of SiO₂-rich melts within the deep oceanic crust by hydrous partial melting of gabbros. // Contrib Mineral Petrol. 2007. V. 153. P. 67–84.

Niu Y., Gilmore T., Mackie S., Greig A., Bach W.. Mineral chemistry, whole-rock compositions, and petrogenesis of Leg 176 gabbros: data and discussion. // Proceedings of the Ocean Drilling Program, Scientific Results. 2002. V. 176. P. 1-60. College Station, TX: Ocean Drilling Program.

Ondréas H., Cannat M., Fouquet Y., Normand A. Geological context and vents morphology of the ultramafic-hosted Ashadze hydrothermal areas (Mid-Atlantic Ridge 13N), Geochem. Geophys. Geosyst., 2012.

Peirce C., Reveley G., Robinson A.H., Funnell M.J., Searle R.C., Simao N.M., MacLeod C.J., Reston T.J. Constraints on crustal structure of adjacent OCCs and segment boundaries at 13°N on the Mid-Atlantic Ridge // Geophys. J. Int. 2019. V. 217, P. 988–1010.

Pietranik A., Storey C., Koepke J., Lasalle S. EIMF Zircon record of fractionation, hydrous partial melting and thermal gradients at different depths in oceanic crust (ODP Site 735B, South-West Indian Ocean) // Contrib Mineral Petrol. 2017. V. 172. P. 10.

Wolff P.E., Koepke J., Feig S.T. The reaction mechanism of fluid-induced partial melting of gabbro in the oceanic crust // Eur. J. Mineral. 2013. V. 25. P. 279–298.

Площадная дифференциация свойств поверхностного слоя почвы на объектах накопленного вреда в Тульской области

Юдина Н.А.¹, Старчикова Е.С.¹, Семенов И.Н.¹, Ибрагимова Б.А.¹, Шарапова А.В.¹

¹МГУ имени М.В. Ломоносова, г. Москва natttally7@gmail.com starchikova.e.s@gmail.com
ivan.from.murygino@yandex.ru ibernara9991@gmail.com avsharapova@mail.ru

Потоки сернокислых вод из терриконов и отвалов угольных шахт – объектов накопленного вреда – воздействуют на все компоненты ландшафта и формируют техногенно-трансформированные природные территориальные комплексы. Отсутствие на них рекультивационных работ может привести к ухудшению качества земель сельскохозяйственного назначения (Шарапова, 2017). Складирование материала вскрышных пород из угольных шахт в терриконы и отвалы при отсутствии должной рекультивации негативно влияет на экосистемы, удаленные до 3 – 50 км (Качурин и др., 2016, Елохина, 2015). Например, в почвах зоны влияния шахты “Подлесная” и “Глубоковская” Тульской области концентрации Pb превышают ПДК в 8 и 2,4 – 3,5 раз, в почвах зоны влияния шахты “Дубовская” обнаруживаются повышенные концентрации Mn (Качурин и др., 2016; Костин и др., 2018). Вскрышные породы и наносы шахты “Глубоковская” (Суворовский район Тульской области) имеют сильноокислую среду (рН 2,8-4,0) и высокую электропроводность (1252 – 8780 мкСм/см), содержат большое количество сульфатов алюминия, окисного и закисного железа. Среди почвенных процессов зафиксировано усиление ожелезнения погребенного профиля и активизация элювиирования (Костин и др., 2018). Под действием шахтных вод и вод из тела террикона меняется подвижность Fe и Mn: в восстановительной обстановке они выпадают в осадок в виде гидротроилита. Кроме того, на сероводородном барьере могут осаждаться Pb, Zn, Cd, Ag. В кислой окислительной среде образуются подвижные сульфаты. При этом потенциально токсичные Cu, Zn, Co, Fe, Al, Ni выщелачиваются в раствор (Артамонова и др., 2018). После консервации шахт Восточного Донбасса в течение нескольких лет продолжалось вытеснение водами подземных газов: Rn, H₂S, CO₂, обескислороженного “мертвого” воздуха (Кочетков и др., 2001). Кроме того, возможно загрязнение грунтовых вод и источников питьевого водоснабжения (Czmiel et al., 2005). В связи с этим в пределах Подмосковного бурогоугольного бассейна до сих пор актуален мониторинг ситуации вокруг стихийно остановленных шахтных производств.

Для оценки масштабности влияния терриконов и отвалов на прилегающие экосистемы в Киреевском районе Тульской области мы изучили три ключевых участка в центрального угледобывающего района Подмосковного бурогоугольного бассейна (ПБУБ).

Объекты исследований (рис.1): 1. конический террикон «Ильинка» (высота – 20-25 м, диаметр – 240 м, длина шлейфа – 60 м), 2. спланированный отвал «Владимировка» (высота – 30 м, диаметр – 110 м, длина шлейфа – 30 м) и 3. фитомелиорированный и рекультивированный отвал «Синяевка» (высота – 26 м, диаметр – 400 м, длина шлейфа – 130 м).

Почвенно-геохимические исследования заключались в отборе поверхностных (0 – 10 см) проб почвы и были направлены на определение особенностей строения и изменения свойств почв (величины рН, электропроводности водной вытяжки (ЕП1:5) и окислительно-восстановительного потенциала – ОВП) терриконов, отвалов и почв сопредельных с терриконами и отвалами угольных шахт.

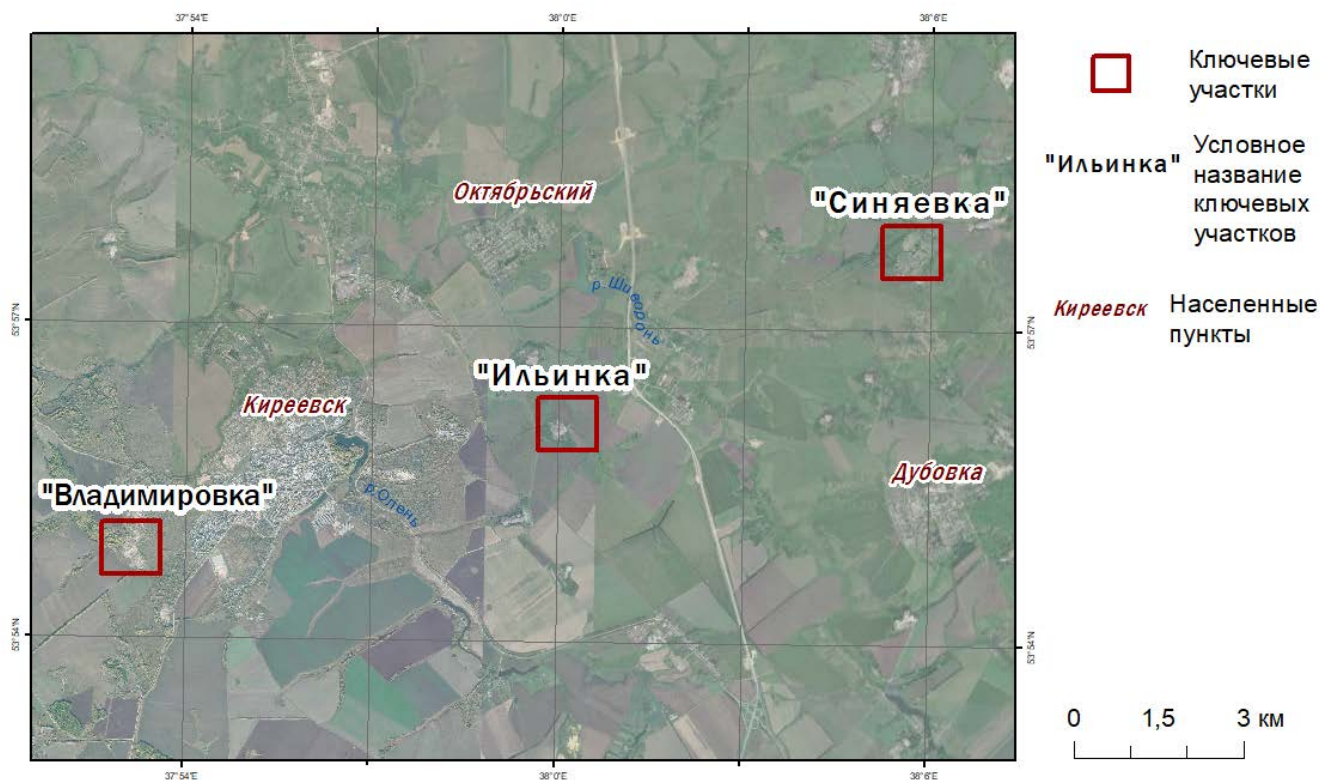


Рисунок 1. Карта расположения ключевых участков

Показатель рН определен в водной вытяжке (соотношение почва: вода 1:2,5) с помощью прибора «Kelilong PH-009i». Электропроводность (мкСм/см) и окислительно-восстановительный потенциал (мВ) промерены в почвенной вытяжке (1:5) прибором «TDS&EC meter» (hold). Полученные данные интерполированы по методу обратно взвешенных расстояний в программе ArcMap (рис.2).

Вскрышные породы отвалов и делювиальных наносов имеют сильноокислую реакцию (рН 2,4-4,0). Это обусловлено образованием серной кислоты и сульфатов железа при окислении пирита, а также сульфатов алюминия при взаимодействии серной кислоты с первичными минералами (алюмосиликатами) угольных отвалов и их гидролиза (Костин, 2018). Прогоревшая (светлая) поверхность террикона имеет более высокие значения рН (Табл. 1). По мере удаления от террикона незадернованная поверхность пролювиально-делювиального шлейфа с низкими значениями рН $4,1 \pm 0,3$ сменяется залуженными и даже залесенными участками, на которых значения рН повышаются.

На спланированном отвале ключевого участка «Владимировка» наблюдается похожая ситуация: на задернованной поверхности показатель рН меньше ($3,9 \pm 1,0$), чем на участках с высокой плотностью травяно-кустарничкового яруса ($5,7 \pm 0,8$). То есть растительность заселяет сначала наиболее благоприятные по щелочно-кислотным условиям территории.

На фитомелиорированном и рекультивированном отвале ключевого участка «Синяевка» залесенный пролювиально-делювиальный шлейф ($4,3 \pm 0,2$) имеет более кислую реакцию, чем разнотравная поверхность самого отвала ($6,2 \pm 1,1$), которая была отсыпана плодородным субстратом. Также низкие значения рН почв шлейфов отражают несовершенство проведенного дренажа и поступление сернокислых стоков в сопряженные ландшафты.

Низкие показатели рН соответствуют повышенным значениям $EP_{1:5}$. Особенно ярко эта закономерность наблюдается на участке «Ильинка»: сильноокислая темная поверхность обладает самой высокой электропроводностью (1719 ± 70 мкСм/см). На выгоревших участках террикона значения снижаются (805 ± 790 мкСм/см). Минимальная $EP_{1:5}$ обнаружена на залесенных территориях.

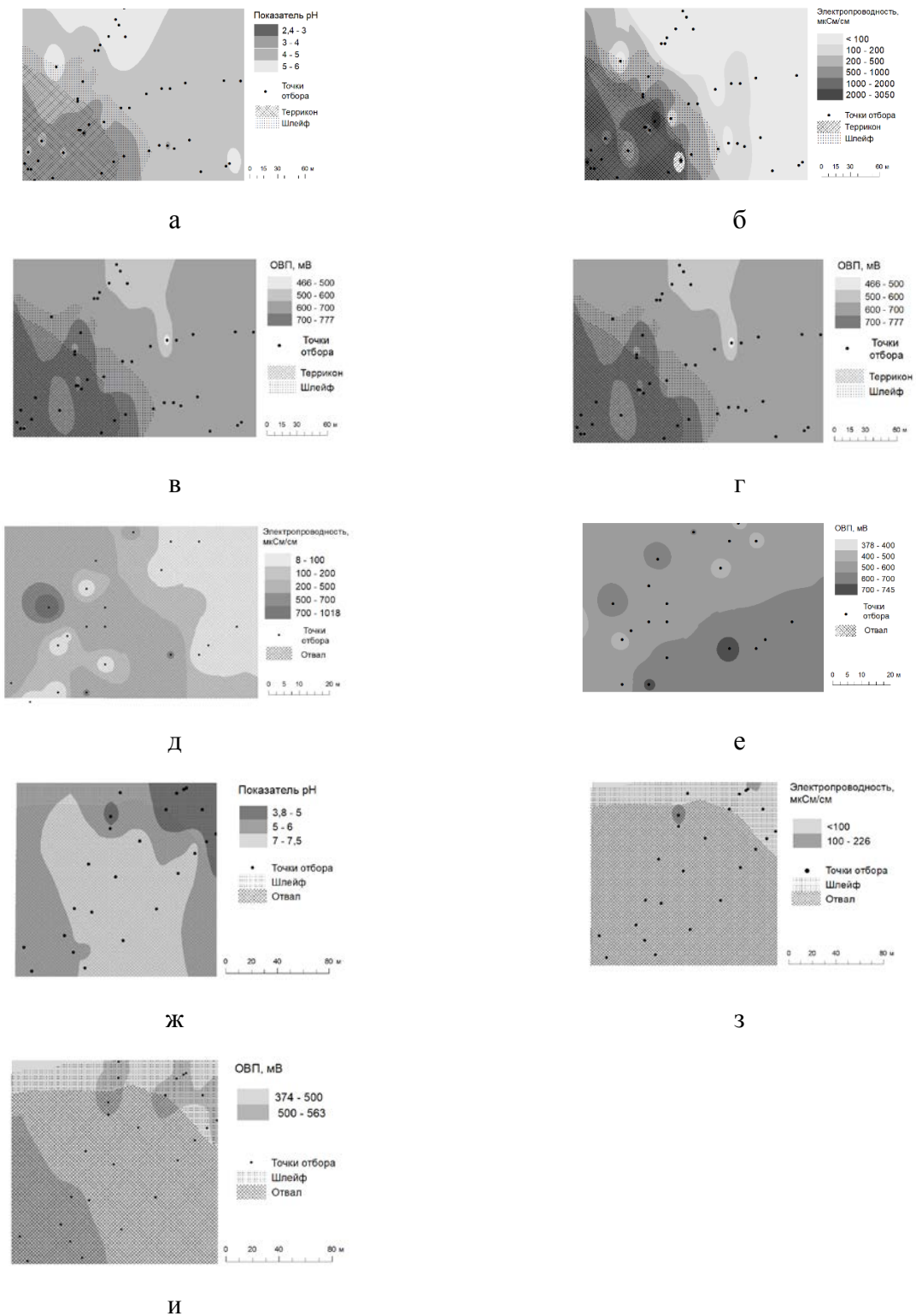


Рисунок 2 Распределение изученных показателей в верхнем 10-см слое почв: верхний ряд – участок «Ильинка» с нерекультивированным терриконом, средний ряд – участок «Владимировка» со спланированным отвалом, нижний ряд – участок «Синяевка» с рекультивированным отвалом.

а, г, ж – величина pH; б, д, з – электропроводность водной вытяжки 1:5; в, е, и – окислительно-восстановительный потенциал

Таблица 1. Свойства поверхностного слоя почвы на объектах накопленного вреда

| Участок | Территория | рН | | ЕП _{1:5} , мкСм/см | | ОВП, мВ | | N |
|--------------|---|-----|-----|-----------------------------|-----|---------|-----|----|
| | | X | σ | X | σ | X | σ | |
| Ильинка | Темная поверхность террикона | 3,2 | 0,5 | 1719 | 704 | 732 | 40 | 15 |
| | Белая поверхность террикона | 3,9 | 0,3 | 805 | 590 | 692 | 51 | 5 |
| | Незадернованный шлейф | 4,1 | 0,3 | 208 | 93 | 704 | 24 | 4 |
| | Залуженный шлейф | 4,7 | 0,6 | 85 | 108 | 670 | 20 | 5 |
| | Залесенный шлейф | 5,1 | 0,6 | 74 | 101 | 626 | 49 | 6 |
| | Агроценоз в зоне влияния сернокислых стоков | 4,5 | 0,5 | 128 | 90 | 630 | 74 | 9 |
| | Агроценоз вне зоны влияния сернокислых стоков | 5,3 | 0,6 | 37 | 32 | 619 | 36 | 7 |
| Владимировка | Незадернованная поверхность отвала | 3,9 | 1 | 322 | 283 | 594 | 107 | 12 |
| | Задернованная поверхность отвала | 5,7 | 0,8 | 68 | 108 | 560 | 54 | 13 |
| Синяевка | Верхняя часть отвала | 6,2 | 0,3 | 31 | 5 | 539 | 14 | 6 |
| | Нижняя часть отвала | 6,2 | 1,1 | 65 | 75 | 478 | 63 | 10 |
| | Залуженный шлейф | 5,4 | - | 26 | - | 385 | - | 1 |
| | Залесенный шлейф | 4,3 | 0,2 | 20 | 5 | 518 | 10 | 3 |
| | Донные отложения на шлейфе | 4,1 | - | 278 | - | 479 | - | 1 |

X – среднее, σ – стандартное отклонение, N – число проб.

На спланированном отвале участка «Владимировка» электропроводность почв незадернованных участков почти в три раза выше, чем на залуженной территории.

В отличие от рН и ЕП_{1:5}, варибельность окислительно-восстановительного потенциала не столь высока. ОВП минимален (479 мВ) в донных отложениях первого пруда-отстойника вблизи рекультивированного отвала Синяевки. Максимальные значения (732 мВ) выявлены на темной поверхности террикона ключевого участка «Ильинка». Почвы задернованных и незадернованных участков обладают близкими и высокими значениями ОВП.

Выводы

Сильнокислые потоки создают неблагоприятный субстрат для развития растительности, поэтому места повышенной кислотности представлены пионерными группировками или вовсе незадернованными участками. Наиболее кислая среда характерна для темной поверхности террикона участка «Ильинка» ($3,2 \pm 0,5$), а наиболее высокая щелочность приурочена к верхней части рекультивированного и фитомелиорированного отвала участка «Синяевка». Минимальная $EP_{1,5}$ (20 ± 5) свойственна залесенным территориям. Окислительно-восстановительный потенциал показывает наименьшую вариабельность из трех изученных показателей: минимальные значения (479 мВ) приурочены к донным осадкам первого пруда отстойника у рекультивированного отвала, а максимальные (732 мВ) – темной поверхности конического террикона «Ильинка».

Исследование выполнено в рамках проекта РФФИ №20-35-70066 «Гомеостаз и естественное развитие сернокислых геокомплексов лесостепных ландшафтов на пассивной стадии горнодобывающего техногенеза».

Артамонова В.С., Бортникова С.Б. Биогенное почвообразование на территории длительного хранения насыпных отвалов сульфидсодержащих отходов цианирования // Антропогенная трансформация природной среды. 2018. № 4. С. 9-12

Елохина С.Н. Горнорудный техногенез постэксплуатационной стадии на территории Урала // Литосфера. 2013. № 5. С. 151–164.

Качурин Н.М., Левкин Н.Д., Калаева С.З., Чистяков Я.В. Породные отвалы ликвидированных шахт Подмосковского бассейна как источник выбросов пыли в атмосферу // Экология и промышленность России. 2016. Т. 20. № 5. С. 47 – 51

Костин А.С., Кречетов П.П. Трансформация почв в зоне влияния отвалов подмосковного бурогоугольного бассейна // Сборник мат-лов межд. науч.-практ. конф.: Почвы и земельные ресурсы: современное состояние, проблемы рационального использования, геоинформационное картографирование. Минск: БГУ, 2018. С. 213-219

Кочетков М.В., Кашковский Г.Н., Логвинов М.И., Журбицкий Б.И. Эколого-геологические последствия массового затопления ликвидированных угольных шахт Восточного Донбасса // Разведка и охрана недр. 2001. № 5. С. 33–38.

Шарапова А.В., Семенов И.Н., Леднев С.А. и др. Саморазвитие горнопромышленных ландшафтов старого района угледобычи в Тульской области // Экология и промышленность России. 2017. Т. 21. №12. С. 54–59.

Czmiel J., Markiewicz A., Kryza H., Kryza J. Hydrogeologiczne i środowiskowe aspekty likwidacji górnictwa miedzianego w synklinie grodzieckiej // Współczesne problemy hydrogeologii. Т. XII. Toruń. 2005. Р. 71–76.

Акцессорная рудная минерализация из ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты (Томская область)

Юричев А.Н.¹

¹НИИ ТГУ, г. Томск, juratur@sibmail.com

Реститовые мафит-ультрамафитовые массивы, представляющие собой фрагменты земной коры океанического типа, вскрытые поисковыми скважинами в фундаменте Томской области, к настоящему времени известны на юго-востоке региона в окрестностях с. Турунтаево (Яйский офиолитовый комплект) и на западе области на Фестивальном нефтяном месторождении Каргасокского района. Если ультрамафиты Яйского офиолитового комплекса подлежали ранее петрографическому изучению сотрудниками Томского государственного и Томского политехнического университетов (Ворошилов и др., 2001; Врублевский, Гончаренко, 1969), то ультрамафиты Фестивального месторождения, поднятые в керне с глубины ~3100-3300 м, остались практически не изученными. До настоящего времени по обоим объектам отсутствуют данные об их минералого-химическом составе и возрастных датировках.

Существенной проблемой при исследовании данных ультрамафитов является то, что большинство из них представляют собой интенсивно преобразованные и практически полностью серпентинизированные породы. Единственным путем расшифровки первичных свойств является изучение реликтов исходных силикатных и рудных минералов.

С помощью рентгеноспектрального микроанализа на электронном сканирующем микроскопе Tescan Mira 3 LMU с энергодисперсионным детектором UltimMax100 (Oxford Instruments) в ЦКП «Аналитический центр геохимии природных систем» ТГУ (г. Томск) выполнено изучение акцессорной рудной минерализации в серпентинизированных гарцбургитах Фестивального месторождения с обильной прожилково-вкрапленной минерализацией хромшпинелидов, представленных хромпикотитом и алюмохромитом. Последние в данной работе сознательно не рассматриваются по причине их интерпретации ранее (Юричев, 2019). Исследование акцессорной минерализации осуществлялось как внутри зерен шпинелидов, так и в силикатной матрице.

Проведенные исследования позволили выявить: сульфиды (зигенит, хизлевудит, миллерит, халькопирит), самородный никель и природный сплав железа с никелем – аваруит.

Зигенит ($(\text{Ni}, \text{Co})_3\text{S}_4$) является наиболее широко распространенным минералом. Наблюдается как в зернах хромшпинелидов и ослабленных зонках по ним (трещиноватость, кавернозность), так и в силикатном цементе (рис. 1). Минерал представлен мелкими (до 0,02 мм) одиночными зернами преимущественно гипидиоморфного облика либо в виде зернистых агрегатов неправильной формы. Отмечены его выделения в виде краевых кайм замещения по аваруиту (рис. 1). В химическом составе зигенита постоянно отмечается примесь меди (до 5,6 %) (табл. 1).

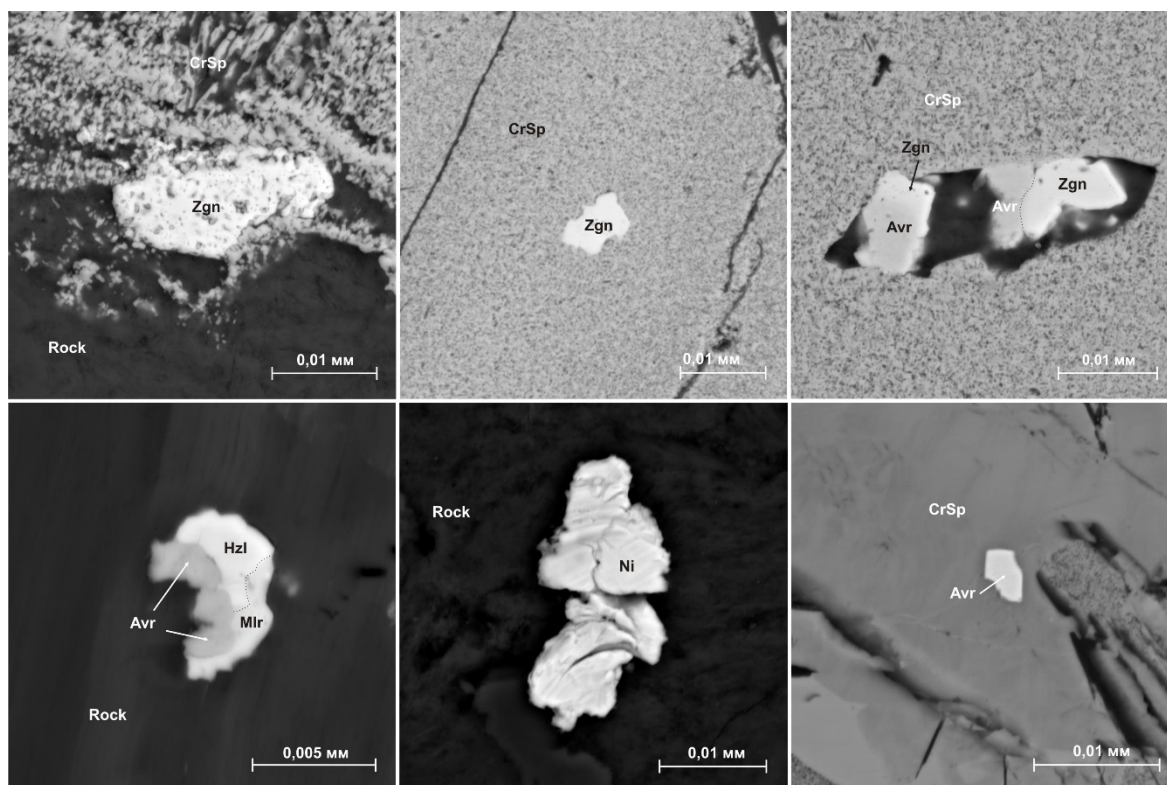


Рисунок 1. Акцессорная рудная минерализация из гарцбургитов фундамента Томской области.

Микрофотографии в обратно-отраженных электронах. Zgn – зигенит; Hzl – хизлевудит; Mir – миллерит; Avr – аваруит; CrSp – хромшпиелид; Rock – силикатная матрица.

Хизлевудит (Ni_3S_2) отмечен единожды в виде зернистой агрегативной каймы замещения, развивающейся по аваруиту. Хизлевудит, в свою очередь, интенсивно замещается миллеритом (NiS) (рис. 1). В составе минерала диагностируется незначительная примесь железа (до 0,9 %), которая также наследуется и миллеритом (до 3,3 %) (табл. 1).

Халькопирит (CuFeS_2) отмечается в виде мелких агрегативных выделений (до 0,005 мм) неправильной формы, развивающихся по зернам аваруита. Минерал характеризуется «стерильным», близким к стехиометрическому составом (табл. 1).

Самородный никель обнаружен в силикатном цементе и представлен мелкими (до 0,02 мм) чешуйчатыми, пластинчатыми выделениями (рис. 1). В его составе постоянно отмечается незначительная примесь железа (до 2,4 %) (табл. 2).

Аваруит ($\text{Ni} / \text{Fe} \sim 3-3,5 / 1$) (табл. 2) является вторым по распространению, после зигенита. Он отмечается только внутри зерен хромшпиелидов в виде мелких (до 0,01 мм) одиночных зерен, зачастую характеризующихся высокой степенью идиоморфизма (рис. 1). По последнему нередко наблюдается развитие всех означенных выше сульфидов.

Таким образом, проведенные исследования показывают, что обнаруженный набор акцессорных рудных минералов, за исключением зигенита, полностью отвечает таковому из серпентинизированных ультрамафитов, а находки аваруита дополнительно подтверждают их реститогенную природу (Ерохин, Шагалов, 2005; Жмодик, Агафонов, 2000; Леснов, 2015; Новаков и др., 2014; Юричев, 2018). При этом наиболее ранними выделениями, вероятно, являются аваруит и самородный никель, формирующиеся в процессе преобразования (серпентинизации) никельсодержащих силикатов, прежде всего оливина и серпентина при восстановительных условиях. При этом минералообразование происходило при резком дефиците серы, на что указывает отсутствие даже реликтов первичных сульфидов, в частности, пентландита.

Таблица 1. Химический состав акцессорных сульфидов из гарцбургитов фундамента Томской области, мас. %

| Образец | S | Fe | Co | Ni | Cu | Сумма |
|-------------|-------|-------|-------|-------|-------|--------|
| Зигенит | | | | | | |
| 256/8-45 | 42,50 | – | 30,08 | 22,25 | 4,83 | 99,66 |
| 256/8-46 | 43,17 | – | 29,57 | 21,55 | 4,57 | 98,86 |
| 256/8-47 | 42,13 | – | 30,39 | 22,40 | 4,71 | 99,63 |
| 256/8-84 | 41,49 | – | 29,81 | 22,81 | 4,55 | 98,66 |
| 256/8-85 | 42,30 | – | 30,67 | 23,04 | 4,53 | 100,54 |
| 256/8-86 | 42,03 | – | 30,46 | 22,80 | 4,59 | 99,89 |
| 256/8-94 | 41,80 | – | 29,88 | 22,53 | 5,60 | 99,81 |
| 256/8-95 | 41,53 | – | 30,34 | 22,79 | 5,04 | 99,70 |
| 256/8-102 | 42,12 | – | 30,23 | 22,49 | 4,78 | 99,62 |
| 256/8-103 | 42,49 | – | 30,29 | 22,53 | 4,79 | 100,09 |
| 256/8-106 | 41,75 | – | 30,39 | 23,15 | 4,69 | 99,97 |
| 256/8-157 | 41,39 | – | 30,52 | 22,38 | 5,55 | 99,84 |
| 256/8-158 | 42,53 | – | 30,22 | 22,49 | 4,84 | 100,08 |
| 256/8-159 | 42,26 | – | 30,13 | 22,35 | 5,00 | 99,74 |
| 256/8-160 | 42,07 | – | 30,12 | 22,18 | 4,84 | 99,21 |
| Хизлевудит | | | | | | |
| 256/8-148 | 26,17 | 0,92 | – | 72,45 | – | 99,54 |
| 256/8-149 | 26,75 | 0,27 | – | 72,38 | – | 99,40 |
| Миллерит | | | | | | |
| 256/8-150 | 32,11 | 1,94 | – | 65,76 | – | 99,80 |
| 256/8-151 | 32,06 | 3,34 | – | 64,72 | – | 100,12 |
| Халькопирит | | | | | | |
| 256/8-136 | 34,54 | 29,25 | – | – | 35,18 | 98,97 |
| 256/8-139 | 34,28 | 28,93 | – | – | 36,08 | 99,29 |

Таблица 2. Химический состав самородного никеля и аваруита из гарцбургитов фундамента Томской области, мас. %

| Образец | Fe | Co | Ni | Сумма |
|-------------------|-------|----|-------|--------|
| Самородный никель | | | | |
| 256/11-168 | 1,15 | – | 98,53 | 99,68 |
| 256/11-169 | 1,00 | – | 99,30 | 100,30 |
| 256/11-219 | 2,24 | – | 96,97 | 99,21 |
| 256/11-220 | 2,40 | – | 97,12 | 99,52 |
| Аваруит | | | | |
| 256/8-108 | 20,92 | – | 77,93 | 98,85 |
| 256/8-109 | 21,47 | – | 77,52 | 98,99 |
| 256/8-110 | 20,90 | – | 78,85 | 99,75 |
| 256/8-127 | 22,22 | – | 77,19 | 99,41 |
| 256/8-128 | 21,80 | – | 78,27 | 100,07 |
| 256/11-177 | 21,31 | – | 78,39 | 99,70 |
| 256/11-178 | 20,48 | – | 79,05 | 99,53 |
| 256/11-191 | 23,29 | – | 76,86 | 100,15 |
| 256/11-195 | 20,41 | – | 79,06 | 99,47 |
| 256/11-197 | 20,69 | – | 79,06 | 99,75 |
| 256/11-200 | 20,73 | – | 78,20 | 98,93 |
| 256/11-201 | 21,46 | – | 78,19 | 99,65 |

Остальные выявленные акцессорные сульфиды автор склонен связывать с более поздними преобразованиями аварюита. Эти события, вероятно, могли быть вызваны процессами наложенного метасоматоза, когда при воздействии восстановленных флюидов происходил привнос серы и процессы ремобилизации и переотложения элементов.

Ворошилов В.Г., Коробейников А.Ф., Чернышов А.И., Уткин Ю.В., Боярко Г.Ю., Пшеничкин А.Я., Скогорев А.И. Металлогения (Au, Pt, Pd) магматических комплексов Томь-Яйского междуречья / Томск: STT, 2001. 220 с.

Врублевский В.А., Гончаренко А.И. Гипербазиты северного продолжения Кузнецкого Алатау (Томская обл.) // Проблемы геологии и металлогении Сибири. Томск: Изд-во Том. ун-та, 1969. С. 199–208.

Ерохин Ю.В., Шагалов Е.С. Аварюит из Баженовского офиолитового комплекса // 6-е Всероссийские научные чтения памяти ильменского минералога В.О. Полякова. Миасс: Изд-во Ин-та минералогии УрО РАН, 2005. С. 23–26.

Жмодик С.М., Агафонов Л.В. Шэндит и другие минералы никеля из хромититов офиолитовой ассоциации юго-восточной части Восточного Саяна // Геология и геофизика. 2000. Т. 41. № 5. С. 712–721.

Леснов Ф.П. Петрология полигенных мафит-ультрамафитовых массивов Восточно-Сахалинской офиолитовой ассоциации / Новосибирск: Гео, 2015. 236 с.

Новаков Р.М., Москалева С.В., Иванов В.В., Паламарь С.В. Пентландиты и аварюиты гипербазитового массива горы Солдатской (п-ов Камчатский мыс, Восточная Камчатка) // Вестник КРАУНЦ. Наук о земле. 2014. № 2. выпуск № 24. С. 137–146.

7. Юричев А.Н. Аварюит из хромититов Кемпирсайского ультрамафитового массива (Южный Урал) // Проблемы минералогии, петрографии и металлогении. Научные чтения памяти П.Н. Чирвинского: сб. науч. ст. Пермь: Перм. гос. нац. исслед. ун-т. 2018. С. 51–53.

Юричев А.Н. Хромшпинелиды из ультрамафитов фундамента Западно-Сибирской плиты (Томская область) // Металлогения древних и современных океанов–2019. Четверть века достижений в изучении субмаринных месторождений. Миасс: ООО «Форт-Диалог-Исеть», 2019. С. 69–73.

Источники и вертикальное распределение радионуклидов атмосферных выпадений в торфяно-болотных экосистемах Европейской субарктики России (на примере Архангельской области)

Яковлев Е.Ю.¹, Очеретенко А.А.¹, Дружинина А.С.¹, Дружинин С.В.¹, Лапиков П.И.²

¹ФИЦ КИА им. акад. Н.П. Лавёрова УрО РАН, г. Архангельск Evgeny.yakovlev@fciarctic.ru

²С(А)ФУ им. М.В. Ломоносова, г. Архангельск

В пределах северных территорий одними из основных биогеоценозов являются торфяно-болотные экосистемы. Основным источником питания омбротрофных болот являются аэрозоли, воздушная пыль и атмосферные осадки. Сфагновые растения болот поглощают и удерживают значительное количество радионуклидов, поступивших из радиоактивного осадка. Торфяно-болотные экосистемы стали основным концентратором радиационного загрязнения техногенными радионуклидами (Mroz et al., 2017), что в свою очередь позволяет оценить уровни накопления и опасность для биоты, определить степень миграции радионуклидов в торфяном массиве, определить источники радионуклидного загрязнения, динамику антропогенных нагрузок. Оценка текущих уровней активности радионуклидов является актуальной задачей, т.к. для Европейской субарктики России до сих пор нет данных об уровнях загрязнения техногенными радионуклидами данных экосистем.

Торфяные колонки отобраны в 2018 г. в двух районах Архангельской области. Первая торфяная колонка ТВ-1 была отобрана в Мезенском районе (Черноозерская площадь N 65.64409° E 41.35796°) в конце вегетационного периода 1 октября, вторая колонка Td-1 была отобрана в Приморском районе (рядом с посёлком Рикасиха N 64.51892° E 40.06229°) в начале вегетационного периода 24 мая.

Радиохимическую подготовку для определения изотопов ^{234,238}U осуществляли согласно (Бахур и др., 2013). После получения солей, содержащих изотопы урана, и их растворения проводили электролиз урана на диски из нержавеющей стали в течение 30 мин при постоянном токе 2 А (Бахур и др., 2013). Измерения полученных препаратов выполняли с использованием альфа-спектрометров с полупроводниковыми кремниевыми детекторами «Прогресс» и «Мультирад-АС» (НПП Доза, Россия).

Радиохимическую подготовку для определения изотопа ²¹⁰Pb осуществляли согласно (Бахур и др., 2013). После получения солей, содержащих изотопы ²¹⁰Pb и ²¹⁰Bi и их растворения, осуществляли осаждение изотопов на стальной диск при кипячении в течение 2 часов. Подготовленный счётный образец измеряли на альфа-бета-радиометре РКС-01А "Абелия" (НТЦ Амплитуда) (Бахур и др., 2013).

Выделение изотопов ^{239,240}Pu проводили (Миронов и др., 2015). Итоговый раствор плутония переводили в 1 % раствор HNO₃ и измеряли на квадрупольном масс-спектрометре с индуктивно связанной плазмой (ICP Q-MS) Elan DRC-e, производства Perkin Elmer.

Радиохимическую подготовку для определения ¹³⁷Cs и ²⁴¹Am осуществляли согласно (Рекомендация..., 2010). Измерения проводили на низкофоновом гамма-спектрометре производства CANBERRA Packard (США) с коаксиальным полупроводниковым детектором GX2018 на основе кристалла Ge(Li) и программным обеспечением Genie-2000.

Рассмотрим вертикальное распределение радионуклидов по торфяным колонкам (рис. 1 и 2). Активность ¹³⁷Cs рассчитанная на сухую массу в колонках ТВ-1 и Td-1 варьировала от 1,07±0,37 Бк/кг до 45,92±4,25 Бк/кг и от <0,01 Бк/кг до 126,08±7,8 Бк/кг, соответственно. Наибольшая активность ¹³⁷Cs в разрезах ТВ-1 и Td-1 характерна до глубины 14-16 см. Максимум ¹³⁷Cs в разрезе ТВ-1 находится на глубине 6-8 см, в разрезе Td-1 максимум отмечается в самом верхнем горизонте 0-2 см. Наибольшее удержание ¹³⁷Cs в верхних горизонтах торфяных профилей является характерной чертой для торфяников. Высокая подвижность ¹³⁷Cs в верховых сфагновых болотах обусловлена отсутствием подходящих минеральных частиц для его адсорбции (Fiałkiewicz-koziel et al., 2014). Из-за различных механизмов миграции ¹³⁷Cs в

торфяном массиве, в профилях ТВ-1 и Td-1 мы не наблюдаем четко выраженных пиков активности ^{137}Cs , поступившего от испытаний 1950-1960 годов и чернобыльского инцидента.

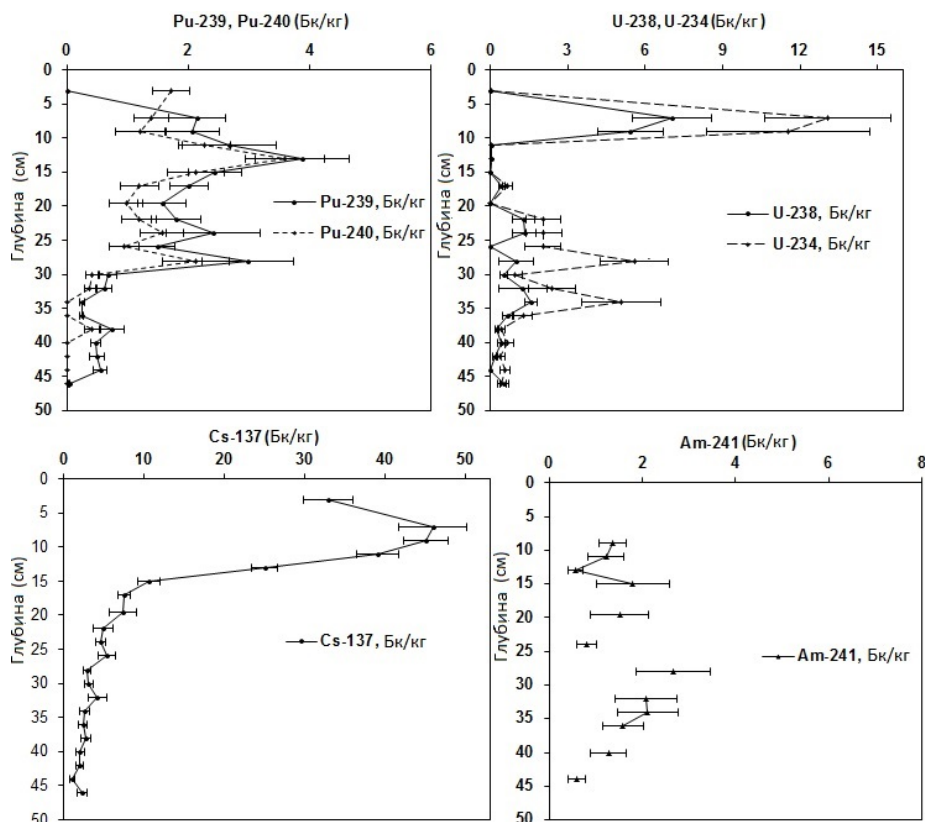


Рисунок 1. Вертикальное распределение активности $^{239,240}\text{Pu}$, $^{238,234}\text{U}$, ^{137}Cs , ^{241}Am по торфяной колонке ТВ-1.

Максимальная активность ^{239}Pu и ^{240}Pu в профиле ТВ-1 составляла $3,88 \pm 0,78 \text{ Бк кг}^{-1}$ и $3,59 \pm 0,65 \text{ Бк кг}^{-1}$, соответственно, находилась на глубине 13 см. Второй максимум ^{239}Pu и ^{240}Pu наблюдался на глубине 28 см и составлял $2,98 \pm 0,75 \text{ Бк кг}^{-1}$ и $2,12 \pm 0,55 \text{ Бк кг}^{-1}$, соответственно. Наибольшая активность изотопов плутония ^{239}Pu и ^{240}Pu в профиле Td-1 составляла $12,17 \pm 2,07 \text{ Бк кг}^{-1}$ и $10,10 \pm 1,82 \text{ Бк кг}^{-1}$ и находилась на глубине 9 см. Другой максимум ^{239}Pu и ^{240}Pu наблюдался на глубине 39 см, менее выраженный пик активности Pu есть на глубине 30-32 см. Для торфяных профилей ТВ-1 и Td-1 характерно различное положение пиков (рис.1 и 2).

Наличие двух выраженных пиков активностей ^{239}Pu и ^{240}Pu в обоих торфяных разрезах, вероятно, свидетельствует о наличии двух источников Pu в торфяниках Архангельской области. Пики Pu в разрезах ТВ-1 и Td-1 на глубинах 9-13 см, вероятно, связаны с аварией на Чернобыльской АЭС, а более глубокие 28-39 см возможно связаны с глобальными выпадениями в результате атмосферных испытаний до 1963 года. По данным ряда авторов глобальные выпадения происходили и в период после 1963 до 1980 года (Denecke et al., 2018). Для идентификации источника плутония нами использовалось отношение $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$. Среднее значение данного отношения в профиле ТВ-1 составило $0,192 \pm 0,026$, для Td-1 - $0,189 \pm 0,017$. Полученные значения в среднем близки к значению глобальных выпадений 0,182 (Kelley et al., 1999). Значительные отклонения от этой величины могут свидетельствовать о дополнительных источниках Pu в окружающей среде (Ketterer et al., 2008). Относительно высокие значения $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ в разрезах ТВ-1 (0,315) и Td-1 (0,292) наблюдаются на глубинах 12-14 см и 9-11 см. Вероятно, источником Pu здесь являются атмосферные выпадения от аварии на Чернобыльской АЭС, для которых характерно отношение $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu} \sim 0,38-0,41$ (Muramatsu et al., 2000). Таким образом, полученные нами данные свидетельствуют, предположительно, о некотором вкладе Чернобыльского плутония в загрязнение торфяников.

Максимальные активности ^{241}Am в профилях ТВ-1 и Td-1 составляют $2,67 \pm 0,79$ Бк/кг и $1,91 \pm 0,19$ Бк/кг и располагаются на глубине 27-29 см и 12-14 см, соответственно. Характер вертикального распределения ^{241}Am по торфяным профилям имеет относительно сглаженную форму. Выраженных пиков активности ^{241}Am , которые бы указывали на выбросы глобальных выпадений 1950-1960 гг и выбросы от чернобыльского инцидента не обнаруживается.

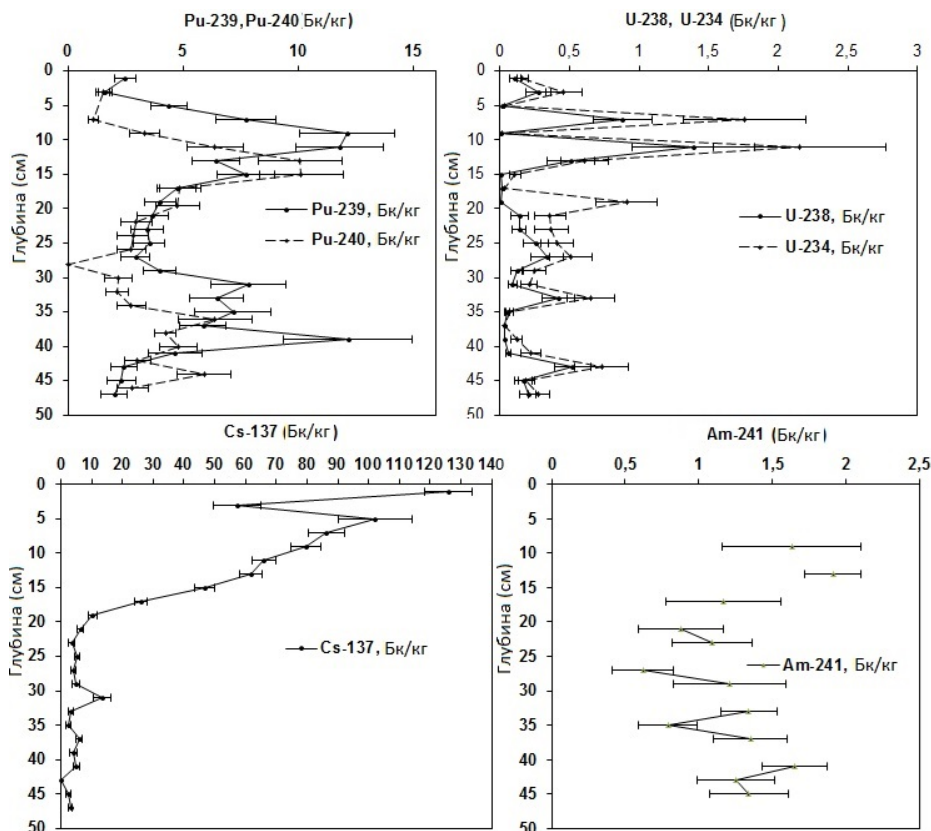


Рисунок 2. Вертикальное распределение активности $^{239,240}\text{Pu}$, $^{238,234}\text{U}$, ^{137}Cs , ^{241}Am по торфяной колонке Td-1.

Активность изотопов урана ^{238}U и ^{234}U в торфяном профиле ТВ-1 варьирует в пределах $<0,01 - 7,03$ Бк/кг и $<0,01 - 13,05$ Бк/кг, соответственно (рис. 1). В профиле Td-1 изотопы ^{238}U и ^{234}U изменяются по профилю торфа от $<0,01$ до $1,39$ Бк/кг и от $<0,01$ до $2,15$ Бк/кг (рис. 2). Максимальная активность $^{234,238}\text{U}$ в профилях ТВ-1 и Td-1 находится на глубинах 6-10 см и 6-12 см. Здесь же наблюдается и максимальная концентрация урана, которая составляет для профилей ТВ-1 и Td-1 $0,44-0,57$ мг/кг и $0,07-0,11$ мг/кг, соответственно. Наибольшее удержание U приходится на верхние горизонты торфяных профилей, вероятно изотопы U обладают высокой степенью подвижности и биодоступности.

Скорость накопления и возраст торфяных отложений был рассчитан по ^{210}Pb для каждого выделенного диапазона глубин в пределах общей глубины керна. Расчёт осуществлён по авторскому методу неопределённости Монте-Карло основанной на модели постоянного потока в программном обеспечении MS Excel (Sanchez-Cabeza et al., 2014). Линейная скорость накопления торфа, полученная с использованием ^{210}Pb , варьировалась от $0,095 \pm 0,027$ см год $^{-1}$ до $1,047 \pm 0,312$ см год $^{-1}$ для профиля ТВ-1 и от $0,094 \pm 0,239$ см год $^{-1}$ до $1,091 \pm 0,348$ см год $^{-1}$ для профиля Td-1. В целом повышенные скорости накопления торфа характерны для верхней части профилей, где наблюдается минимальное уплотнение торфа.

Средние скорости аккумуляции торфа в разрезах ТВ-1 и Td-1 являются очень близкими, что вероятно связано со схожими факторами окружающей среды, которые обуславливают примерно одинаковые линейные скорости накопления торфа. Атмосферный поток ^{210}Pb для торфяных профилей ТВ-1 и Td-1 составил $91,67$ Бк м 2 год $^{-1}$ и $80,45$ Бк м 2 год $^{-1}$, соответственно.

Выполнены исследования активности естественных и техногенных радионуклидов атмосферных выпадений в торфяных кернах Архангельской области, где впервые было изучено вертикальное распределение $^{239,240}\text{Pu}$, $^{238,234}\text{U}$, ^{137}Cs , ^{210}Pb и ^{241}Am на примере двух торфяных кернов. Наличие двух выраженных пиков активности ^{240}Pu и ^{239}Pu в обоих торфяных разрезах и расчет атомного отношения $^{240}\text{Pu}/^{239}\text{Pu}$ показал, что источниками загрязнения торфяников европейской субарктики России являются глобальные выпадения в результате атмосферных испытаний 1950-1960 годов и в результате чернобыльской аварии. Для $^{238,234}\text{U}$, ^{137}Cs и ^{241}Am было характерно наибольшее удержание в верхних торфяных горизонтах, при этом характер вертикального распределения по разрезу имеет сглаженную форму. Здесь мы не наблюдаем четко выраженных пиков активности, которые бы указывали на выбросы глобальных выпадений 1950-1960 гг и выпадения в результате чернобыльской аварии.

Исследование проведено при финансовой поддержке РФФИ и БРФФИ в рамках научного проекта № 19-55-04001, а также в рамках гранта РФФИ №18-05-60151.

Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Трухина Т.П. Методика измерений удельной активности полония-210 (^{210}Po) и свинца-210 (^{210}Pb) в пробах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-бета-радиометрическим методом с радиохимической подготовкой / ВИМС, Москва. 2013. С. 17.

Бахур А.Е., Мануилова Л.И., Зуев Д.М., Овсянникова Т.М., Трухина Т.П. Методика измерения удельной активности изотопов урана (^{238}U , ^{234}U , ^{235}U) в образцах почв, грунтов, донных отложений, горных пород и строительных материалов на их основе альфа-спектрометрическим методом с радиохимической подготовкой / ВИМС, Москва. 2013. С. 15.

Миронов В.П., Кудряшов Л.П. Методика определения активности стронция-90 и трансурановых элементов в биологических объектах. МН 1892-2003 / Институт радиобиологии НАН Белоруссии. Минск. 2003. С. 17.

Рекомендация МВИ: МН 3421-2010. 2010. Методика выполнения измерений на гамма-спектрометре. Белорусский государственный институт метрологии / Минск: БелГИМ, 2010.

Denecke M.A., Bryan N., Kalmykov S., Morris K., Quinto F. Experimental and Theoretical Approaches to Actinide Chemistry / Chapter 8: From Fundamental Systems to Practical Applications; Sources and Behaviour of Actinide Elements in the Environment. 2018. P. 378–444.

Fiałkiewicz-koziel B., Kołaczek P., Piotrowska N., Michezyński A., Łokas E., Wachniew P., Woszczyk M., Sensuła B. High-Resolution Age-Depth Model of a Peat Bog in Poland as an Important Basis for Paleoenvironmental Studies // Radiocarbon. 2014. №56 (1). P. 109–125.

Kelley M., Bond L.A., Beasley T.M. Global distribution of Pu isotopes and ^{237}Np // Science of the Total Environment. 1999. №237 (238). P. 483–500.

Ketterer M.E., Szechenyi S.C. Determination of plutonium and other transuranic elements by inductively coupled plasma mass spectrometry: a historical perspective and new frontiers in the environmental sciences // Spectrochimica Acta Part B. 2008. №63. С. 719–737.

Mroz T., Łokas E., Kocurek J., Gasiorek M. Atmospheric fallout radionuclides in peatland from Southern Poland // Journal of Environmental Radioactivity. 2017. №175-176. P. 25–33.

Muramatsu Y., Rühm W., Yoshida S., Tagami K., Uchida S., Wirth E. Concentrations of ^{239}Pu and ^{240}Pu and their isotopic ratios determined by ICP-MS in soils from the Chernobyl 30-km zone // Environ. Sci. Technol., 2000. №34. P. 2913–2917.

Sanchez-Cabeza J.A., Ruiz-Fernandez A.C., Ontiveros-Cuadras J.F., Peres Bernal L.H., Olid C. Monte Carlo uncertainty calculation of ^{210}Pb chronologies and accumulation rates of sediments and peat bogs // Quaternary Geochronology. 2014. № 23. P. 80–93.

Особенности формирования объемной активности радона в осадочном чехле Архангельской алмазоносной провинции

Яковлев Е.Ю.¹, Пучков А.В.¹, Кошелев Л.С.¹

¹ФГБУН ФИЦКИА УрО РАН, г. Архангельск, vp-andrew@list.ru

Формирование радонового поля, в том числе с проявлением эманационных аномалий в приповерхностных горизонтах горных пород, почв, происходит за счет эманирования горных пород, что в свою очередь определяется количеством свободного радона в геологической среде. Радон непрерывно образуется во всех природных средах при радиоактивном распаде его материнского изотопа радия-226. В случае, когда геологическая система является открытой (например, поры, трещины, разломы) радон в свободном состоянии проявляет способность легко мигрировать в геологической среде в газовой фазе или растворенным в поровых водах (Микляев, 2010).

Изучение эманирования различных объектов и сред началось еще в 1920-х годов (Микляев, 2010). В последствии исследования начали развиваться в том числе в направлении совершенствования поисковых методов с применением радиометрической и спектрометрической аппаратуры, в основе которых лежат изучение закономерностей изменения эманационных полей под воздействием развития различных геологических процессов, в том числе формирование кимберлитовых тел. Такие исследования продолжают по настоящий момент, добавляя в свой комплекс новые методы, позволяющие сделать новые сведения о закономерностях формирования радиационных полей в условиях проявления геодинамических процессов на территории.

На формирование радонового поля территории могут оказывать огромное количество влияющих факторов, начиная с климатических параметров (температура, влажность, давление) и физических параметров геологической среды (например, газопроницаемость горных пород, почв), заканчивая сложными геохимическими процессами и взаимосвязями, от которых зависит форма существования как материнского радионуклида радий-226, так и его дочернего радионуклида – радон-222.

Целью данного исследования является оценка особенностей формирования объемной активности радона в осадочном чехле Архангельской алмазоносной провинции по результатам изучения распределения материнского радионуклида радий-226 и дочернего радионуклида радон-222 (как в свободном состоянии, так и в связанном) в горных породах кимберлитового тела. Отбор проб горных пород проводился в период с 2013 по 2016 гг. в рамках серии экспедиционных работ по территории Архангельской алмазоносной провинции. В общей сложности отобрано более 100 проб горных пород. Определение удельной активности радия-226, объемной активности радона-222 в свободном состоянии, а также коэффициента накопления радона-222, было определено в 20 пробах.

В рамках данного исследования применялись следующие инструментальные методы:

- Гамма-спектрометрический с применением низкофонового полупроводникового гамма-спектрометра ORTEC (США) на основе коаксиального детектора GEM10P4-70 из особо чистого германия (HPGe) с цифровым анализатором DSPEC LF и программным обеспечением MAESTRO-32 и GAMMA-VISION-32.

- Радиометрический (эманационный) с применением радиометра радона Альфарад плюс – AP (Россия).

На первом этапе проводили измерения радионуклида радий-226 с применением гамма-спектрометра ежедневно в течение 21 дня после его герметизации в сосуде Маринелли объемом 1 л. По результатам данных измерений определили удельную активность радия-226 без учета накопления продуктов его распада, удельную активность радия-226 с учетом накопления дочерних продуктов его распада (ДПР), процент накопления радона (в «свободном» состоянии), а также определили период, за который ДПР радия-226 выходят в состояние радиоактивного

равновесия. После эксперимента счетный образец разгерметизировали и через 1-2 суток снова провели измерение удельной активности радия-226.

На втором этапе измеренные гамма-спектрометрическим способом пробы горных пород герметизировали в пластиковых баллонах объемом 5 л на срок не менее 21 дня и с применением радиометра радона определяли объемную активность радона-222 в воздушном пространстве данного баллона. Данный этап необходим был для оценки сопоставимости с результатами гамма-спектрометрических измерений, а также для подтверждения факта выхода радона-222 из горных пород в количествах, соответствующих его свободному состоянию.

В обобщенном виде результаты исследований радиационных параметров горных пород показаны в таблице 1 и на рисунке 1.

Удельную активность радионуклида радия-226 с учетом накопления определили по радионуклиду свинец-214 (351.93 кэВ с квантовым выходом – 35.60%) и висмут-214 (609.32 кэВ с квантовым выходом – 45.49%, 1120.29 кэВ с квантовым выходом 14.92%, 1764.49 кэВ с квантовым выходом – 15.3%). Причем из рисунка 1 видно, что для установления равновесия всех членов ряда радия-226 в пробах исследуемых горных пород достаточно промежутка времени от 8 до 10 дней. Необходимо отметить, что значения удельной активности радия-226, определенной по его ДПП, и удельной активности радия-226, экспериментально определенной по его собственному гамма-излучению (186,21 кэВ) совпали в пределах не менее 90 %.

При экспериментальном определении удельной активности радионуклида радий-226 по его гамма-излучению учитывали наличие радионуклида уран-235 с его энергией гамма-излучения 185,72 кэВ, удельную активность которого можно определить по линиям 63,29 кэВ и 92,80 кэВ (торий-234). Данный экспериментальный метод определения радия-226 применим только для природных сред, практически всегда характеризующихся постоянным соотношением радионуклидов $^{235}\text{U}/^{238}\text{U}$ и наличием радиоактивного равновесия между радионуклидами уран-238 и торий-234 (Цапалов А.А., 2013).

Эксперимент с определением объемной активности радона-222 в герметизированном баллоне объемом 5 литров показал хорошую взаимосвязь с параметром накопления в абсолютных единицах – коэффициент корреляции составил не менее 0,94. Данный результат обосновывает адекватность и правильность применения вышеперечисленных методов, что в свою очередь показывает достоверность полученных значений определяемых параметров.

По результатам исследования выявлен достаточно широкий диапазон параметра накопления радона-222 в исследуемых пробах горных пород (в диапазоне от 3 до 40 %). Причем большими значениями параметра накопления отличаются как пробы пород кимберлитового тела (автолитовая брекчия), так и породы околотрубочного пространства (алевролиты, туффиты, песчаники). Но, несмотря на это, породы кимберлитового тела (автолитовая брекчия) содержат наименьшее количество радия-226, а соответственно и радона-222 в свободном состоянии, что приводит к отсутствию эманирования значительного количества радона-222 на поверхность Земли непосредственно в центральной области кимберлитовой трубки. При этом породы околотрубочного пространства характеризуются как большими значениями накопления радона-222 и его объемной активности, так и значительными количествами радия-226. Данный факт в совокупности приводит к интенсивным процессам эманиции радона-222 на поверхность, причем околотрубочный характер распределения радона-222 позволяет локализовать кимберлитовое тело с достаточно высокой степенью вероятности. В результате при определении объемной активности радона в почвенном воздухе вырисовывается контур трубки, граница которой характеризуется повышенными значениями определяемого параметра, а центральная часть остается «обеднённой» (Киселев Г.П., 2016).

В дальнейшем планируется проведение ряда экспериментов по определению геохимического и минералогического состава горных пород, а также их основных физических свойств (пористость, плотность), с целью характеристики явления эманиции радона-222 из горных пород кимберлитовых тел с точки зрения физического смысла.

Таблица 1. Радиационные параметры горных пород.

| Код пробы | Характеристика пробы (порода, возраст) | Радиационный параметр | | | | |
|---------------|--|---|--|---|---------------------------|---|
| | | Удельная активность радия-226 без накопления, Бк/кг | Удельная активность радия-226 с учетом накопления, Бк/кг | Удельная активность радия-226 после разгерметизации счетного образца, Бк/кг | Коэффициент накопления, % | Объемная активность радона-222, Бк/баллон |
| 16CA_13 | Алевролит V ₂ | 37,37 | 39,34 | 38,84 | 3,15 | 2,25 |
| 18CA_13 | Алевролит V ₂ | 20,05 | 22,68 | 20,53 | 10,55 | 3,14 |
| 30CA_13 | Туффит D ₃ -C ₂ | 17,85 | 27,34 | 18,17 | 34,12 | 5,85 |
| 31CA_13 | Туффит D ₃ -C ₂ | 19,52 | 21,61 | 19,92 | 8,77 | 2,50 |
| ГГС-2-10_1_2 | Песчаник с гравием и карбонатами C ₂ | 22,33 | 31,40 | 23,17 | 27,55 | 7,03 |
| ГГС_2_10_20_5 | Песчаник C ₂ | 16,12 | 22,01 | 17,57 | 23,45 | 4,23 |
| ГГС_2_10_30_0 | Песчаник карбонатизированный C ₂ | 12,21 | 15,88 | 11,64 | 24,92 | 3,62 |
| ГГС_2_10_54_1 | Песчаник, алевролит C ₂ | 36,59 | 45,21 | 37,13 | 18,47 | 6,44 |
| CA_5_16 | Песчаник V ₂ zl | 11,01 | 16,05 | 11,74 | 29,12 | 2,74 |
| CA_13_16 | Песчаник V ₂ zl | 22,44 | 29,67 | 23,42 | 22,71 | 6,30 |
| CA_14_16 | Песчаник V ₂ zl | 25,90 | 30,73 | 27,82 | 12,62 | 2,99 |
| CA_21_16 | Песчаник V ₂ zl | 56,01 | 59,84 | 57,69 | 4,99 | 3,18 |
| CA_10_16 | Туффит D ₃ -C ₂ | 8,94 | 11,45 | 8,60 | 23,39 | 3,85 |
| CA_12_16 | Туффит D ₃ -C ₂ | 23,13 | 35,25 | 25,13 | 31,55 | 7,39 |
| CA_16_16 | Автолитовая брекчия D ₃ -C ₂ | 7,93 | 13,14 | 8,21 | 38,55 | 1,52 |
| CA_17_16 | Автолитовая брекчия D ₃ -C ₂ | 8,84 | 12,42 | 8,35 | 30,81 | 1,19 |
| CA_6_16 | Песчаник V ₂ zl | 35,79 | 40,69 | 36,55 | 11,12 | 3,26 |
| CA_7_16 | Песчаник V ₂ zl | 21,90 | 26,84 | 26,51 | 9,81 | 3,94 |
| CA_8_16 | Песчаник V ₂ zl | 25,35 | 30,82 | 24,30 | 19,44 | 4,15 |
| CA_19_16 | Песчаник V ₂ zl | 29,33 | 31,46 | 28,75 | 7,69 | 3,59 |

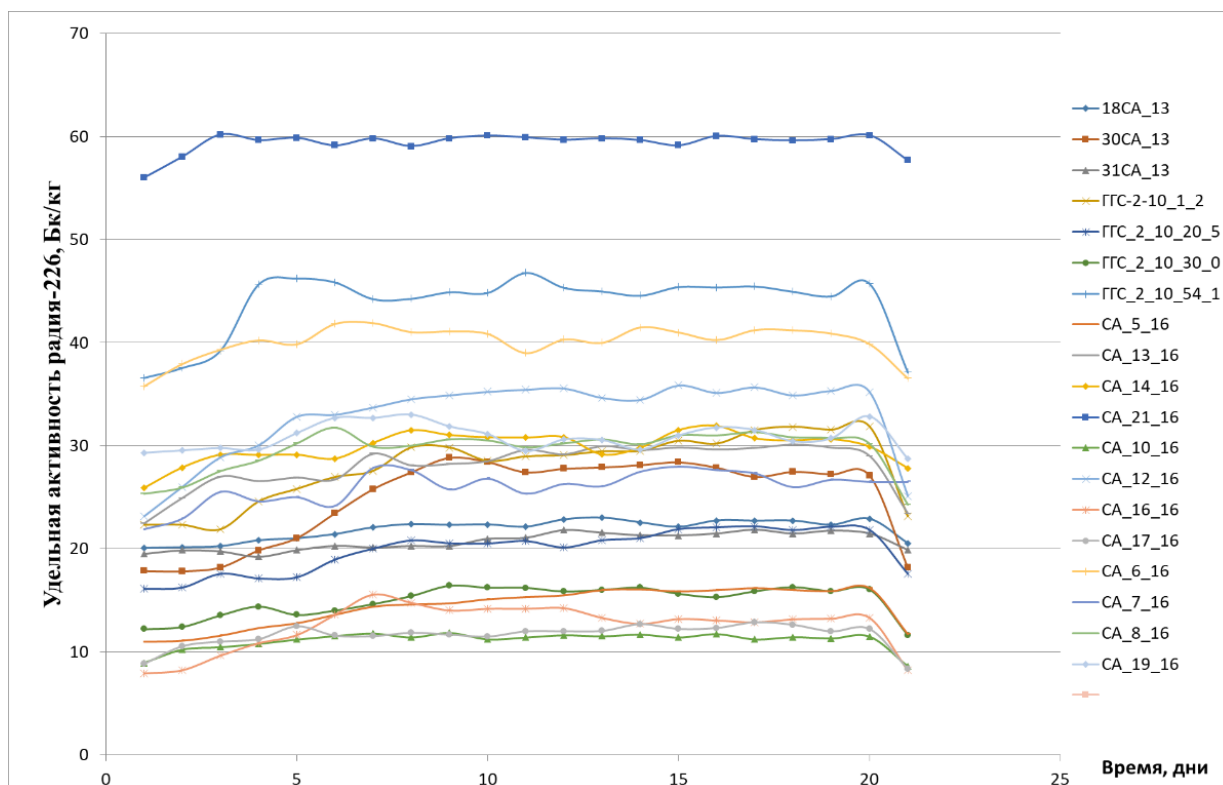


Рисунок 1. Характер накопления радона-222 и продуктов его распада через определение удельной активности радия-226.

Работа выполнена при финансовой поддержке гранта РФФИ № 20-35-70060 «Исследование условий продуцирования повышенных концентраций радона в осадочном чехле областей развития кимберлитового магматизма (на примере Архангельской алмазоносной провинции)».

Микляев П.С., Петрова Т.Б. Исследования эманирования глинистых пород по радону // Геозкология. Инженерная геология. Гидрогеология. Геоэкология. 2010. № 1. С. 13–22.

Цапалов А.А., Микляев П.С., Петрова Т.Б. Принцип обнаружения участков с активной геодинамикой на основе анализа отношения активностей Pb-210/Ra-226 в пробах грунта // АНРИ. 2013. №1. С. 9-11.

Киселев Г.П., Данилов К.Б., Яковлев Е.Ю., Дружинин С.В. Радиометрические и сейсмометрические исследования кимберлитовой трубки Чидвинская (Архангельская алмазоносная провинция) // Вестник КРАУНЦ. Науки о Земле. 2016. № 1. Выпуск № 30. С. 43-53.

Мезозойский (151-145 млн лет) дайковый магматизм центральной части Яно-Колымского золотоносного пояса, Северо-Восток России

Яковлева К.Ю.¹, Фридовский В.Ю.¹, Верниковская А.Е.^{2,3}

¹ИГАБМ СО РАН, г. Якутск, Kyunnay94@mail.ru, fridovsky@diamond.ysn.ru

²ИНГГ СО РАН, г. Новосибирск, VernikovskayaAE@ipgg.sbras.ru

³НГУ, г. Новосибирск

Изучение дайковых пород Яно-Колымского золотоносного пояса (ЯКЗП), западная часть Верхояно-Колымской складчатой области (ВКСО), направлено на решение ряда дискуссионных вопросов, касающихся, как отнесения их к определенным магматическим комплексам, так и природы, сопряженного с ними в пространстве жильного и прожилково-вкрапленного золотого оруденения. Исследовались дайковые породы от основного до кислого состава из трех участков ЯКЗП - золоторудных месторождений Мало-Тарынское (участок 1), Тинь-Юрюетэ (участок 2) и Вьюнское (участок 3). Они локализованы в пределах крупных разломов - Адыча-Тарынского и Чаркы-Индибирского, и прорывают терригенные отложения (Т₃-J₂) Кулар-Нерского и Полоусно-Дебинского террейнов (Парфенов, Кузьмин, 2001). Дайки, протяженностью от 100 м до 4 км и мощностью от 1 м до 30-40 м, имеют северо-восточное и северо-западное простирание и крутое падение (80-90°).

Были проведены петрографо-минералогические, изотопно-геохимические и U-Pb геохронологические исследования дайковых пород. Изучение минералогического состава пород проводилось с использованием электронного сканирующего микроскопа «Tescan MIRA 3 LMU» (ИГМ СО РАН, г. Новосибирск). Силикатный анализ (65 проб) проведен в ИГАБМ СО РАН (г. Якутск). Определение содержаний трэйс элементов в породах (19 проб) выполнено с помощью масс-спектрометров – квадрупольного Agilent7500se (Япония) и высокого разрешения Element2 (Германия) в лабораториях ИГХ СО РАН (г. Иркутск). Изотопный U-Pb анализ цирконов (3 пробы) был выполнен на приборе SHRIMP-II в Центре изотопных исследований ВСЕГЕИ (г. Санкт-Петербург).

На участке 1 изучались дайка шошонитов и дайка зонального строения. Центральная часть зональной дайки представлена базанитами-тефритами, а краевая - трахибазальтами. Дайки разбиты малоамплитудными сдвигами. В них проявлены интенсивные вторичные изменения (карбонатизация, хлоритизация, эпидотизация и серицитизация), сохранились лишь реликты породообразующих минералов. Породы имеют флюидальную, массивную текстуру, порфиоровую и порфиرويدную структуру с гиалопилитовой, интерсертальной и пилотокситовой основной массой. Во вкрапленниках (об. 20-30 %) выделяются реликты зерен оливина (до 0.5 мм), клинопироксена (до 1 мм), участками образующих скопления, и плагиоклаза (до 2 мм). В базанитах плагиоклаз представлен альбитом (Na₂O=10.9-11.3 мас. %), содержащий FeO (0.23-0.49 мас. %), MgO (0.29 мас. %) и K₂O (0.12-0.48 мас. %). В шошонитах во вкрапленниках присутствуют пелитизированные зерна калиевого полевого шпата (до 1 мм). Основная масса состоит из микролитов плагиоклаза и пелитизированных зерен калиевого полевого шпата, вулканического стекла и вторичных минералов (хлорит, серицит, доломит). В этих породах наблюдается широкое разнообразие акцессорных и рудных минералов, таких как хромит, рутил, монацит цериевой группы, апатит, циркон, пирит, арсенопирит, халькопирит, кобальтин, сульфоарсениды кобальта и никеля.

На участке 2 изучены три дайковых тела, состоящих из трахидолеритов и габбро. В трахидолеритах проявлены интенсивные вторичные изменения – хлоритизация, доломитизация и серицитизация. Сохраняются реликты зерен плагиоклаза (до 0.5 мм), клинопироксена (до 0.5 мм), амфибола (до 0.5 мм) и калиевого полевого шпата (до 0.5 мм). Из акцессорных минералов встречается рутил с примесью FeO (0.37-1.72 мас.%) и MgO (0.7 мас.%), ассоциирующий со сфеном, а также монацит цериевой группы и апатит.

Главные минералы габбро представлены плагиоклазом (об. 70 %), амфиболом (об. 25 %) и клинопироксеном (об. 5 %). Плагиоклаз имеет зональное строение, отвечая составам от анортита и битовнита до олигоклаза и альбита. Амфибол представлен актинолитом, эденитом и магнезиогастингситом. Последние два, являющиеся продуктами контактово-метасоматических преобразований, образуют сростки и имеют повышенное содержание $Na+K > 0.5$ ф.ед и $Ca_{av} > 1.5$ ф.ед. Авгит имеет повышенное содержание FeO (9.9-21.7 мас. %) и MgO (17.2-18.3 мас. %), и пониженное Al_2O_3 (1.25-4.23 мас.%). Кроме авгита в породе находятся геденбергит и диопсид. Из вторичных минералов в породе установлен хлорит, серицит, кальцит и эпидот. Акцессорные минералы представлены апатитом, сфеном и рутилом, а рудные – магнетитом.

В районе участка 3 дайки представлены разнообразными породами – базанитами, трахибазальтами, андезитами, трахиандезитами, дацитами и гранодиоритами. Среди них установлены дайки зонального строения – андезиты-трахиандезиты-дациты. В основных и средних разностях интенсивно проявлены вторичные изменения – карбонатизация, хлоритизация, серицитизация, пелитизация и эпидотизация. В них сохраняются лишь реликты первичных минералов. Они имеют массивную текстуру и порфировую структуру с гиалопилитовой, мелкозернистой, интерсертальной структурой основной массы. Вкрапленники (об. 10-20 %) представлены реликтовыми идиоморфными зернами (до 1-2 мм) клинопироксена и плагиоклаза. Кроме того, в основных породах и в трахиандезите встречаются зерна оливина с келифитовой каймой. В средних разностях выделяются зерна роговой обманки (до 2 мм) и калиевый полевой шпат. В составе основной массы основных и средних пород находятся те же минералы, что и во вкрапленниках. Акцессорные и рудные минералы в этих породах представлены апатитом, рутилом, цирконом, ильменитом, пиритом и магнетитом, также установлены сфен, пирротин, пентландит, халькопирит и кобальтин в трахиандезитах.

Дациты и гранодиориты имеют массивную текстуру, порфировую структуру с мелкозернистой и среднезернистой основными массами. Вкрапленники (об. 20-30 %) представлены таблитчатыми и изометричными зернами плагиоклаза (длиной до 5 мм) с полисинтетическими двойниками и антипертитовой структурой, прямоугольными и неправильными зернами калиевого полевого шпата (до 2 мм), ксеноморфным кварцем, а также диннопризматической роговой обманкой (длиной до 3 мм) и таблитчатым биотитом (до 1 мм). Из акцессорных и рудных минералов в дацитах присутствуют апатит и циркон, а гранодиоритах апатит, циркон, ильменит и пирит.

Дайковые породы из трех участков имеют широкий разброс содержаний SiO_2 , варьирующих от 44.2 до 70.5 мас.%, K_2O от 0.55 до 4.06 мас. %, суммы K_2O+Na_2O - от 2.63 до 7.59 мас.%. Они относятся к породам низко- и высококалиевой известково-щелочной и шошонитовой серий (Pecserillo, Taylor, 1976). Дайковые породы из исследуемых трех участков имеют однотипные спектры распределения трэйс элементов, характеризующихся повышенными содержаниями крупноионных литофильных и высокозарядных элементов, таких как K, Rb, Ba, Th, U, сходных с OIB, содержаниями легких РЗЭ близкими к промежуточным между OIB и E-MORB, плоскими распределениями у тяжелых РЗЭ, подобных MORB, и присутствием отрицательных аномалий Ta и Nb.

U-Pb геохронологические исследования цирконов были проведены для дацита, гранодиорита и трахиандезита из даек участка 3. Цирконы (8 зерен) из дацита имеют коричневый и полупрозрачный цвет. Они представлены призматическими зернами (длиной 150-300 мкм) и их обломками. На CL снимках в цирконах наблюдается отчетливая магматическая зональность. Содержание U=342-2983 ppm, Th=100-737 ppm, Th/U=0.17-0.72. Конкордантный U-Pb возраст этой породы составляет 147.0 ± 1.3 млн лет (СКВО 2.1).

Цирконы (9 зерен) из гранодиорита представлены коричневыми и рыжими, прозрачными и полупрозрачными изометрическими зернами и их обломками, длиной от 150 до 400 мкм. На CL снимках в зернах установлена магматическая зональность, а в некоторых субидиоморфных зернах наблюдается секториальная зональность. Цирконы из этой породы можно разделить на две возрастные группы. Первая группа цирконов содержит U=236-1860, Th=51-372, Th/U=0.13-0.39. Конкордантный возраст цирконов этой группы составляет 151.5 ± 1.5 млн лет (СКВО 0.52),

отвечающий времени кристаллизации гранодиорита. Вторая группа представлена захваченными цирконами с содержаниями U=246, 228 и 597 ppm, Th = 105, 85 и 112 ppm. Отношение Th/U=0.19-0.44. Для них получены древние возрастныe дискордантныe оценки ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1865±21 млн лет, 1829±16 млн лет, 1751±10 млн лет.

Цирконы (10 зерен) из трахиандезита бесцветныe и светло-желтого цвета, прозрачныe представлены идиоморфными и субидиоморфными кристаллами и обломками, длиной 30-150 мкм. В CL зерна имеют магматическую осцилляционную зональность, а в единичных кристаллах наблюдается секториальная зональность. Цирконы из трахиандезита разделены на три возрастныe группы. Цирконы первой группы имеют U=329-1584 ppm (среднее 647 ppm), при Th = 105-522 ppm (Th/U = 0.25-0.6). Их конкордантныи возраст 145.5 ±1.4 млн лет (СКВО 0.038), отвечающий времени кристаллизации трахиандезита. Вторая группа цирконов имеет пониженное содержание U=65 ppm при Th = 124 ppm, высокое отношение Th/U = 1.98 %. Возрастное значение этого циркона 240.4±5.2 млн лет. Зерно циркона третьей группы, как и цирконы второй группы из гранодиорита, является захваченным. Оно содержит U = 265 ppm, Th = 291 (Th/U = 1.13) и имеет древнюю возрастную оценку ($^{207}\text{Pb}/^{206}\text{Pb}$) 1875±18 млн лет.

Результаты новых U-Pb геохронологических данных для исследуемых даек района Выюнского месторождения, варьирующие от 151.5 до 145 млн лет хорошо согласуются с имеющимися Rb-Sr оценками возраста трахибазальтов из месторождения Мало-Тарынское, попадающих в интервал 162-145 млн лет (Зайцев и др., 2018; Zaitsev et al., 2019).

Результаты комплексных петрографических, геохимических и геохронологических исследований позволяют сделать вывод о вероятности образования дайковых пород основного, среднего и кислого составов, включая шшониты западной части ВКСО, из смешанного обогащенного и истощенного мантийного источника, возможно с участием субдукционной компоненты. Впервые полученные U-Pb возрастныe данные для цирконов из дацита, гранодиорита и трахиандезита устанавливают время их формирования в интервале 151.5-145 млн лет. Внедрение даек происходило до и синхронно с позднеюрским этапом коллизии “Сибирский кратон – Колымо-Омолонский супертеррейн”. Последнее подтверждается U-Pb возрастными оценками для цирконов из гранитоидов Главного и Тас-Кыстабытского поясов и тектоническими моделями для изучаемого фрагмента структуры северо-востока Азии (Акинин и др., 2009; Соколов, 2010; Соколов и др., 2015).

Источники финансирования. Исследование выполнено при финансовой поддержке по плану НИР ИГАБМ СО РАН и РФФИ (проекты 18-45-140040 p_a; 18-05-00854a).

Акинин В.В., Прокопьев А.В., Торо Х., Миллер Э.Л., Вуден Дж., Горячев Н.А., Альшевский А.В., Бахарев А.Г., Трунилина В.А. U-Pb-SHRIMP-возраст Главного батолитового пояса (СВ Азии) // ДАН. 2009. Т. 426. № 2. С. 216-221.

Зайцев А.И., Фридовский В.Ю., Верниковская А.Е., Кудрин М.В., Яковлева К.Ю., Кадильников П.И. Rb-Sr изотопное изучение базитов дайкового комплекса Тарынской рудно-магматической системы (Северо-Восток России) // Отечественная геология. 2018. № 5. С. 50-61.

Парфенов Л.М., Кузьмин М.И. Тектоника, геодинамика и металлогения территории республики Саха (Якутия) // М.: МАИК "Наука Интерпериодика". 2001. 571 с.

Соколов С.Д. Очерк тектоники Северо-Востока Азии // Геотектоника. 2010. № 6. С. 60-78.

Соколов С.Д., Тучкова М.И., Ганелин А.В., Бондаренуо Г.Е., Лейер П. Тектоника Южно-Ануйской сутуры (Северо-Восток Азии) // Геотектоника. 2015. № 1. С. 5-30.

Peccerillo A., Taylor S.R. Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from the Kastamonu area, northern Turkey: Contributions to Mineralogy and Petrology. 1976. V. 58. P. 63-81.

Zaitsev A.I., Fridovsky V.Yu., Yakovleva K.Yu., Kudrin, M.V., Vernikovskaya, A.E. Composition and age of basic dikes in the Nastenka site of the Malo-Tarynskoye orogenic gold deposit (Verkhoyansk-Kolyma folded region, Northeast Russia) // In Proceedings of the 19th International Multidisciplinary Scientific GeoConference-SGEM, Volume 19, Varna, Bulgaria, 30 Jun 2019 – 6 Jul 2019; Bulgarian Acad. Sci. Varna, Bulgaria. 2019b. P. 99–108.

Минералогические критерии расчленения кор выветривания Томского района

Янченко О.М.¹, Ворошилов В. Г.¹, Тимкин Т. В.¹, Якич Т.Ю.¹

¹ НИ ТПУ, г. Томск, olmininayanchenko@mail.ru v.g.v@tpu.ru timkin@tpu.ru cherkasovatu@tpu.ru

В региональном плане территория Томский район находится в области сочленения крупных геологических структур – Колывань-Томской складчатой зоны, Западно-Сибирской плиты, Кузнецкого прогиба и Кузнецкого Алатау (Парначев, 2010).

На изучаемой территории коры выветривания образуются по терригенным черносланцевым отложениям, вулканитам и дайкам различного состава и пользуются широким распространением. Изучаемые коры выветривания подразделяются по происхождению на остаточные и переотложенные, по морфологии – на площадные и линейные. Линейные коры выветривания приурочены к зонам повышенной проницаемости пород и характеризуются наибольшей степенью их преобразования, в их строении выделяется три зоны: дезинтеграции, гидратации и гидролиза. В большинстве случаев на остаточных корках выветривания наблюдаются продукты ближайшего переотложения – переотложенные коры выветривания. В остаточной коре выветривания установлено содержания золота до 6,264 г/т, в переотложенной – до 1,5 г/т (Черняев, 2016).

Фактическим материалом для проведения исследования морфологии и внутреннего строения, химического состава, парагенетических ассоциаций глинистых, аксессуарных минералов и золота послужили пробы, полученные из скважин и канав. Проведен минералогический анализ концентратов исходных проб при помощи стереомикроскопа OLYMPUS SZX10, на рентгено-флюоресцентном микроскопе HORIBA Scientific XGT-7200 и сканирующем электронном микроскопе TESCAN VEGA 3 SBU изучены химический состав и внутренняя структура минералов.

На основе изучения особенностей минерального состава продуктов выветривания, морфологических особенностей и химического состава минералов выявлены критерии выделения границ между переотложенной и остаточной корой выветривания, а также зонами остаточной коры выветривания:

1. По результатам изучения гранулометрического состава в зонах гидратации и гидролиза, переотложенной коре выветривания преобладают частицы пелитовой размерности. В зоне дезинтеграции содержание щебнисто-дресвяной фракции превышает 50%, количество песчано-алевритового и глинистого материала изменчиво.

2. По содержанию минералов во фракции пелитовой размерности выделены переотложенная кора выветривания, зона гидролиза и зона гидратации. Характерна тенденция увеличения содержания новообразованных минералов (каолинит, иллит, хлорит, диккит) верхней части профиля и повышение содержания кварца. В зоне дезинтеграции, на начальном этапе преобразования, породы по трещинам замещаются хлоритом, полевые шпаты замещаются гидрослюдами и минералами группы каолинита.

3. В переотложенной коре выветривания большинство минералов характеризуются хорошей окатанностью, для этой части разреза характерно присутствие окатанного золота и золотин со сглаженными вследствие транспортировки очертаниями. В остаточной коре выветривания у минералов тяжелой и легкой фракций, а также золота признаки транспортировки не наблюдаются.

4. Переотложенная кора выветривания характеризуется наибольшим разнообразием аксессуарных минералов. В остаточной коре выветривания аксессуарные минералы отличаются заметным разнообразием лишь в зоне гидролиза, в зонах дезинтеграции и гидратации их общее количество снижается.

5. Установлено укрупнение золота и повышение его содержания в верхней части разреза – в зоне гидролиза остаточной коры выветривания и в переотложенной коре выветривания.

Золото остаточной коры выветривания относится к неправильному морфологическому типу с преобладанием цементационных золотинок, имеющие ажурную, комковидную причудливые формы, реже встречаются интерстициальные и трещинные выделения, имеющие преимущественно трёхмерную комковидную, а также пластинчатую и чешуйчатую формы. Для переотложенной коры выветривания характерно наличие золотинок со следами транспортировки, характеризующихся более крупными (по сравнению с типичными золотинокми остаточной коры выветривания) размерами, имеют сглаженные очертания (иногда до совершенной степени окатанности), представлены трёхмерными изометричными, близкими к округлой форме, неправильными или несколько удлинёнными, уплощенными образованиями. Наблюдается общая тенденция уменьшения размерности золотинок с глубиной и снижения их содержания (Петровская, 1973, Янченко, 2019).

6. Выявлена морфологическая зональность карбонатов выражающаяся в преобладании среди карбонатов кор выветривания микросферолитов размером преимущественно менее 0,2 мм и их агрегатов, которые выше по разрезу в перекрывающих четвертичных отложениях сменяются трубками и пластовыми залежами в области развития грунтовых вод. Установлена зональность химического состава карбонатных минералов, выражающаяся в повышении содержания марганцевой составляющей в карбонатах верхней части разреза. По химическому составу карбонаты зоны дезинтеграции представлены кальцитом и сидеритом, гидратации – сидеритом, гидролиза – сидеритом и карбонатами переменного сидерит-кутногоритового состава, карбонаты переотложенной коры выветривания по составу отвечают кутногориту и сидериту, дальнепринесных отложений – сидериту и марганцесодержащему кальциту. По данным ИСП-масс-спектрометрии в карбонатах остаточной коры выветривания в виде примесей установлены цинк (до 1,4 кг/т), свинец (до 0,85 кг/т) и золото (до 0,8 г/т), в карбонатах переотложенной коры выветривания и перекрывающих отложений не установлено значительных концентраций примесных элементов. Наибольшее содержание карбонатов характерно для зоны гидролиза (Янченко, 2017).

7. Из сульфидов в коре выветривания постоянно присутствует пирит. Первичный пирит кубического габитуса частично либо полностью замещен гидроокислами железа, размеры кристаллов составляют до 1-2,5 мм, в виде примеси в составе часто присутствует мышьяк. Содержание минерала в тяжелой фракции минералов увеличивается в верхней части остаточной коры выветривания – зоне гидролиза, в зонах гидратации и дезинтеграции его содержание снижается. Для неокисленного пирита характерна обратная тенденция – снижение содержания от значительных концентраций до единичных зерен в тяжелой фракции минералов по направлению от зоны дезинтеграции к зоне гидролиза. Новообразованный гипергенный пирит отличается от первичного пирита незначительными содержаниями, ассоциацией с гипергенными минералами (другими сульфидами, золотом, гидрослюдами, глинистыми минералами), сложной формой кристаллов (октаэдр, пентагондодэкаэдр, комбинации куба и октаэдра, куба и пентагондодэкаэдра), фрамбоидальной и полифрамбоидальной агрегативной формой, размерами десятые – сотые доли мм. Он появляется в зоне гидратации и встречается в зоне гидролиза, переотложенной коре выветривания и перекрывающих отложениях.

8. В корах выветривания установлены фосфаты группы апатита, редкоземельных элементов и алюмофосфаты группы крандаллита. Изучаемые фосфатные минералы разделены группы: первичные терригенные фосфаты, устойчивые в корах выветривания и выделившиеся при разрушении коренных пород, гипергенно-преобразованные, измененные в процессе выветривания, и вторичные, образующиеся при изменении первичных фосфатов и алюмосиликатов в условиях гипергенеза. Исходные фосфаты представлены фторапатитом и ксенотимом, присутствующими во всех частях разреза. Монацит встречается во всех частях разреза остаточной коры выветривания и представлен первичным, гипергенно-преобразованным и новообразованным типами. Первичный монацит встречается во всех частях разреза, для него характерна ассоциация с кварцем, полевыми шпатами, гидрослюдами, рутилом, также установлены единичные включения – реликты зерен в сфалерите и апатите. Гипергенно-преобразованный монацит присутствует в зоне гидратации в виде реликтовых включений

размером менее 0.05 мм в совместном агрегате алюмофосфатов гояцита и горсейксита, а также в переотложенной коре выветривания, где установлен в сростаниях с кварцем и кристаллами рутила. В зоне гидролиза и переотложенной коре выветривания установлены гипергенные монацит, находящийся в ассоциации с сидеритом и магнетитом, и куларит в ассоциации с кварцем, сидеритом и рутилом. Для зон гидратации и гидролиза характерно присутствие гидратированных алюмофосфатов: в зоне гидратации они имеют переменный горсейксит-гояцитовый и крандаллит-гояцитовый состав, в составе минералов практически всегда содержится фтор, иногда в составе гояцита присутствуют редкоземельные элементы, также в этой зоне появляется флоренсит ($\text{Ce}_{0.34-0.41}\text{Sr}_{0.14-0.23}\text{La}_{0.13-0.19}\text{Nd}_{0.11-0.16}\text{Ca}_{0.02-0.13}\text{Pr}_{0.03-0.05}$) $_{0.85-1.00}$ ($\text{Al}_{2.86-3.03}\text{Fe}_{0.04-0.11}$) $_{3.08-3.14}$ ($\text{PO}_{4.12-4.22}$) $_2$ (OH) $_{5.56-5.77}$, ассоциирующий с каолинитом и гидрослюдами. Иногда в составе горсейксита присутствуют сера, мышьяк, железо, свинец, цинк, медь. Наличие фтора и редкоземельных элементов, а также железа, свинца, цинка, меди, серы и мышьяка свидетельствует об их образовании при частичном разложении апатита, монацита и сульфидов. В зоне гидролиза из алюмофосфатов остаются флоренсит ($\text{Ce}_{0.44}\text{La}_{0.23}\text{Nd}_{0.12}\text{Sr}_{0.21}\text{Pr}_{0.04}$) $_{0.69}\text{Al}_{2.86}(\text{PO}_{4.23})_2(\text{OH})_{4.54}$ и горсейксит ($\text{Ba}_{0.70}\text{Sr}_{0.14}\text{Ca}_{0.11}$) $_{0.95}\text{Al}_{2.87}[\text{PO}_4][\text{PO}_{2.52}(\text{OH})](\text{OH})_{5.71}\text{F}_{0.77}$) (заместивший гояцит), а также появляется плюмбогуммит ($\text{Pb}_{1.05}\text{Ce}_{0.10}\text{La}_{0.05}\text{Ca}_{0.03}$) $_{1.23}\text{Al}_{3.54}[\text{PO}_4][\text{PO}_{4.13}(\text{OH})](\text{OH})_{4.87}$ (Янченко, 2020, McKie, 1962).

Работа выполнена при финансовой поддержке РФФИ (грант 18-45-700019).

Парначев В.П. Геология и полезные ископаемые окрестностей города Томска. Материалы к полевой геологической экскурсии: справочное пособие. / В.П. Парначев, С.В. Парначев. Томск: ТГУ. 2010. 144 с.

Петровская Н.В. Самородное золото / М.: Наука. 1973. – 347 с.

Черняев Е.В. Генезис и золотоносность кор выветривания Томского района // Цветные металлы и минералы: Сборник тезисов докладов восьмого международного конгресса. Красноярск. 2016. С. 336–337.

Янченко О.М. Карбонаты золотоносных кор выветривания Малоушайской зоны // Проблемы геологии и освоения недр: труды XXI Международного симпозиума имени академика М. А. Усова студентов и молодых ученых, посвященного 130-летию со дня рождения профессора М. Кучина. Томск. 3-7 апреля 2017 г.: в 2 т. Томск: Изд-во ТПУ, 2017. Т. 1. С. 193–194.

Янченко О.М., Ворошилов В.Г., Тимкин Т.В., Зиаии М. Минерально-геохимическая зональность золотоносных кор выветривания Томь-Яйского междуречья // Известия Томского политехнического университета. Инжиниринг георесурсов / Национальный исследовательский Томский политехнический университет. 2019. Т. 330, № 2. С. 83-94.

Янченко О.М., Якич Т.Ю. Фосфаты золотоносных кор выветривания Томского района // Минерально-сырьевая база алмазов, благородных и цветных металлов – от прогноза к добыче: сборник тезисов докладов I Молодежной научно-образовательной конференции ЦНИГРИ, Москва, 19-21 февраля 2020 г. М.: ЦНИГРИ, 2020. С. 228-231.

McKie D. Goyazite and florensite from two African carbonatites // Mineral. Mag., 1962. V.33, №. 258-259. P. 281.

Флюидные включения и РТ-режим рудообразования на грейзеновом Дрожиловском месторождении

Заботина М.В.¹, Фоминых П.А.²

ИОУ ФНЦ МиГ УрО РАН, Миасс, mary_7-88@mail.ru

ИГМ им. Соболева СО РАН, Новосибирск, fominykhpa@igm.nsk.ru

Дрожиловское месторождение расположено в Денисовском (ранее в Орджоникидзеvском) районе Костанайской области, в 150 км к юго-западу от города Рудный. В настоящее время разведку и добычу Мо и W ведет «Казахстанско-Российская рудная компания».

Месторождение залегает в метаморфизованных и метасоматически измененных кварцитах, сланцах, песчаниках, и тальк-карбонатных породах верхнего протерозоя Алексеевской и Городищенской свит. Протерозойские отложения перекрыты глинистыми продуктами коры выветривания триаса-юры мощностью 5-50 м и четвертичными суглинками и глинами мощностью 4 м. Их прорывают диориты, диорит-порфириды и лейкограниты (Бекмагамбетов и др., 2011; Краткая справка ..., 2005ф).

Вмещающие породы, в том числе песчаники и магматические породы, подвержены хлоритизации, окварцеванию, серицитизации, а также флогопитизации, мусковитизации, карбонатизации, оталькованию, изменяющих их вплоть до кварц-мусковитовых грейзенов с рудной минерализацией. Среди рудных минералов широко распространены молибденит, пирротин, пирит, марказит, халькопирит, халькозин, сфалерит, галенит, магнетит, ильменит (ильменорутил), также присутствуют висмутин, шеелит, вольфрамит (Бекмагамбетов и др., 2011; Белогуб, Новоселов, 2006ф).

Для оценки условий образования молибденит-содержащих кварцевых жил были изучены флюидные включения (ФВ).

ФВ изучались методами криометрии и термометрии (Реддер, 1987; Борисенко, 1977; Справочник химика..., 1963; Симонов, 1981) в микрокриотермокамере THMSG-600 LINKAM, позволяющей производить измерения температур фазовых переходов в интервале температур – 196 до 600 °С, на микроскопе OLYMPUS с объективом 100^x в лаборатории термобарогеохимии Южно-Уральского государственного университета (г. Миасс). Управляющее программное обеспечение LinkSys V-2.39. Точность измерений составляет ±0.1 °С в интервале температур – 20...+80 °С и ±1 °С за пределами этого интервала. Состав газовой фазы флюидных включений изучался методом Рамановской спектроскопии на микроспектрометре HR-800 (Horiba Jobin Yvon) в аналитической лаборатории ИГМ СО РАН (аналитики М.В. Заботина, И.Н. Куприянов, П.А. Фоминых) при следующих параметрах: длина волны лазера 532 нм, ширина входной щели 50-100, решетка 1800 штр/мм, время накопления спектра 5 секунд, количество прогонов от 10 до 20. Спектральный диапазон измерений от 400 до 4000 см⁻¹ для газовых фаз (см⁻¹): CO₂ (1388 и 1285), N₂ (2331), CH₄ (2917), H₂S (2611) (Burke, 2001).

В кварце из молибденит-содержащей кварцевой жилы установлены первичные двухфазные (солевой раствор + газ) и трехфазные (солевой раствор + газ + жидкая углекислота) ФВ размером 8-18 мкм.

Двухфазные включения – светлые, прозрачные, трехфазные – нередко темные, их форма вытянутая, овальная, трубчатая, иногда с элементами кристаллической огранки. Газовый пузырь светлый, прозрачный, в некоторых ФВ темный занимает 10–30 об. % в 2-х фазных ФВ; в 3-х фазных включениях жидкая углекислота занимает до 40 об. % от включения, газовый пузырь в 2–3 раза меньше объема жидкой углекислоты. Изучены только первичные включения.

Диапазон значений температур гомогенизации обоих типов включений составил 196–335 °С с преобладающими значениями 210–270 °С для 2-х фазных и 250–300 °С для 3-х фазных (рис. 1а). Температуры эвтектики (–20,1...–24 °С) соответствуют солевой системе NaCl-H₂O с примесью KCl и NaHCO₃ (рис. 1б). Концентрация солей в растворе варьирует от 2.8 до 9.8 мас. % - экв. NaCl (см. рис. 1а). Углекислота содержит примеси, поскольку температура ее тройной

точки $-57.6\text{ }^{\circ}\text{C}$, т.е. ниже стандартной. Углекислота гомогенизируется в жидкую фазу при температурах от 11.8 до $30.9\text{ }^{\circ}\text{C}$, что соответствует её плотности $1.19\text{--}1.52\text{ г/см}^3$, с преобладанием значений 1.51 . Давление оценено как $0,6\text{--}1,7$ кбар, со средним значением $0,75\text{--}1$ кбар. Поправка на давление (Potter, 1977) составила $55\text{--}110\text{ }^{\circ}\text{C}$. С учетом этого истинные температуры минералообразования составили $251\text{--}390$ с преобладанием значений $310\text{--}320$, $360\text{--}375$, $390\text{--}400\text{ }^{\circ}\text{C}$ (табл. 1).

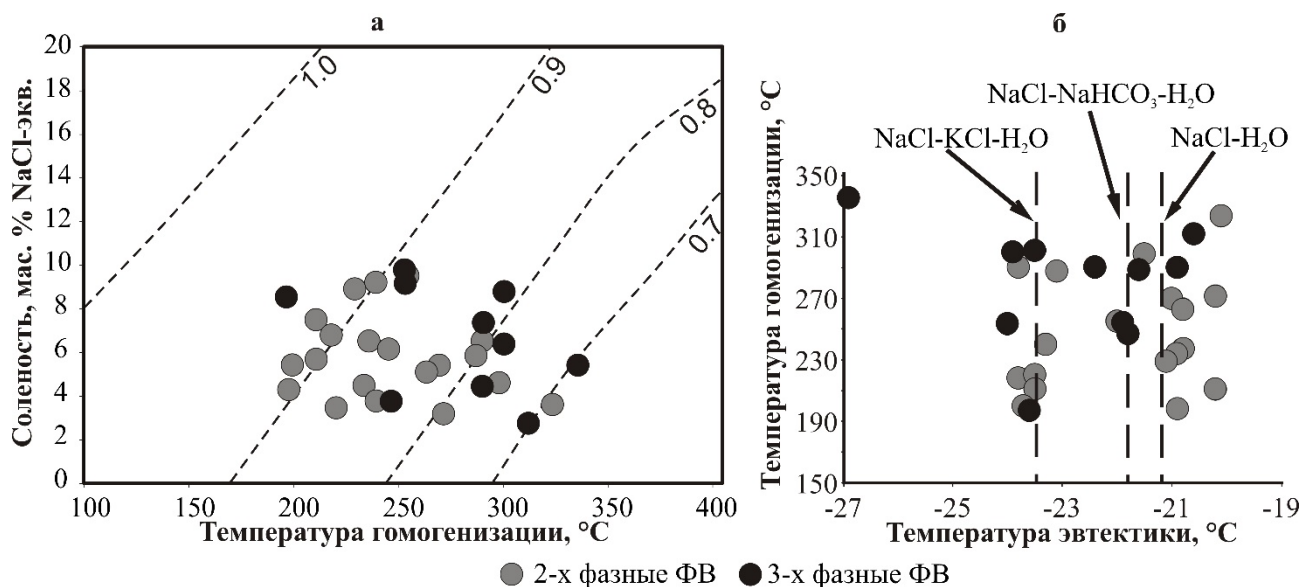


Рисунок 1. Диаграммы соленость– $T_{\text{гом}}$, изобары нанесены по Wilkinson, 2001 (а), $T_{\text{гом}}\text{--}T_{\text{эвт}}$ (б) для растворов флюидных включений в кварце.

Таблица 1. Результаты термо-криометрического изучения первичных флюидных включений в кварце молибденит-содержащих кварцевых жил.

| Тип ФВ | $T_{\text{гом}},\text{ }^{\circ}\text{C}$ (n 35) | $T_{\text{эвт}},\text{ }^{\circ}\text{C}$ (n 33) | $T_{\text{пл. льда}},\text{ }^{\circ}\text{C}$ (n 35) | С,мас.% NaCl- экв.(n35) | $T_{\text{гом}}\text{ CO}_2,\text{ }^{\circ}\text{C}$ (n 11) | $T_{\text{пл. CO}_2}$ (n 12) | Уд. Объем CO_2 , $\text{м}^3/\text{кг}$ (n12) | P, кбар (n12) | $T_{\text{м}},\text{ }^{\circ}\text{C}$ (n 12) |
|-----------------|---|---|--|-------------------------------|---|---------------------------------|--|---------------------|---|
| Двух- фазные | 198–323.4 248(n=23) | -20.1...-23.8 -21.9(n=22) | -2.1...-6.3 -3.6(n=24) | 3.2–9.5 5.8(n=24) | - | - | - | - | - |
| Трех- фазные | 196–335 279(n=12) | -20.6...-24 -22.8(n=11) | -2.5...-6.5 -4.3(n=11) | 2.8–9.8 6.6(n=11) | 11.8–30.9 | -57.6 ...- 55.7 | 1.19–1.52 | 0.6– 1.7 | 251.8– 390 |

Примечание. n – количество измерений. В числителе – минимальное и максимальное значения, в знаменателе – среднее значение.

Состав газовой составляющей представлен преимущественно CO_2 и CH_4 , в небольшом количестве присутствует N_2 и H_2S (на пределе чувствительности метода) (рис. 2).

Полученные температуры образования кварца из рудоносной кварцевой жилы Дрожиловского месторождения попадают в интервал температур образования кварца из грейзенов типичных грейзеновых месторождений, таких как Акчатау (Метасоматизм..., 1998; Бычков, Матвеева, 2008), Шумиловское (Ступак, 2010ф), Коклановское (Заботина, 2014). Состав флюида на Дрожиловском месторождении близок к составу на грейзеновых месторождениях с отличием в отсутствии фторидов натрия и калия на Дрожиловском. Соленость раствора низкая и сопоставима с соленостью растворов Коклановского месторождения, близка к Шумиловскому месторождению и существенно ниже, чем на месторождении Акчатау. Давление сопоставимо с данными, полученными на классических грейзеновых объектах (Метасоматизм..., 1998; Бычков, Матвеева, 2008; Ступак, 2010ф; Заботина, 2014).

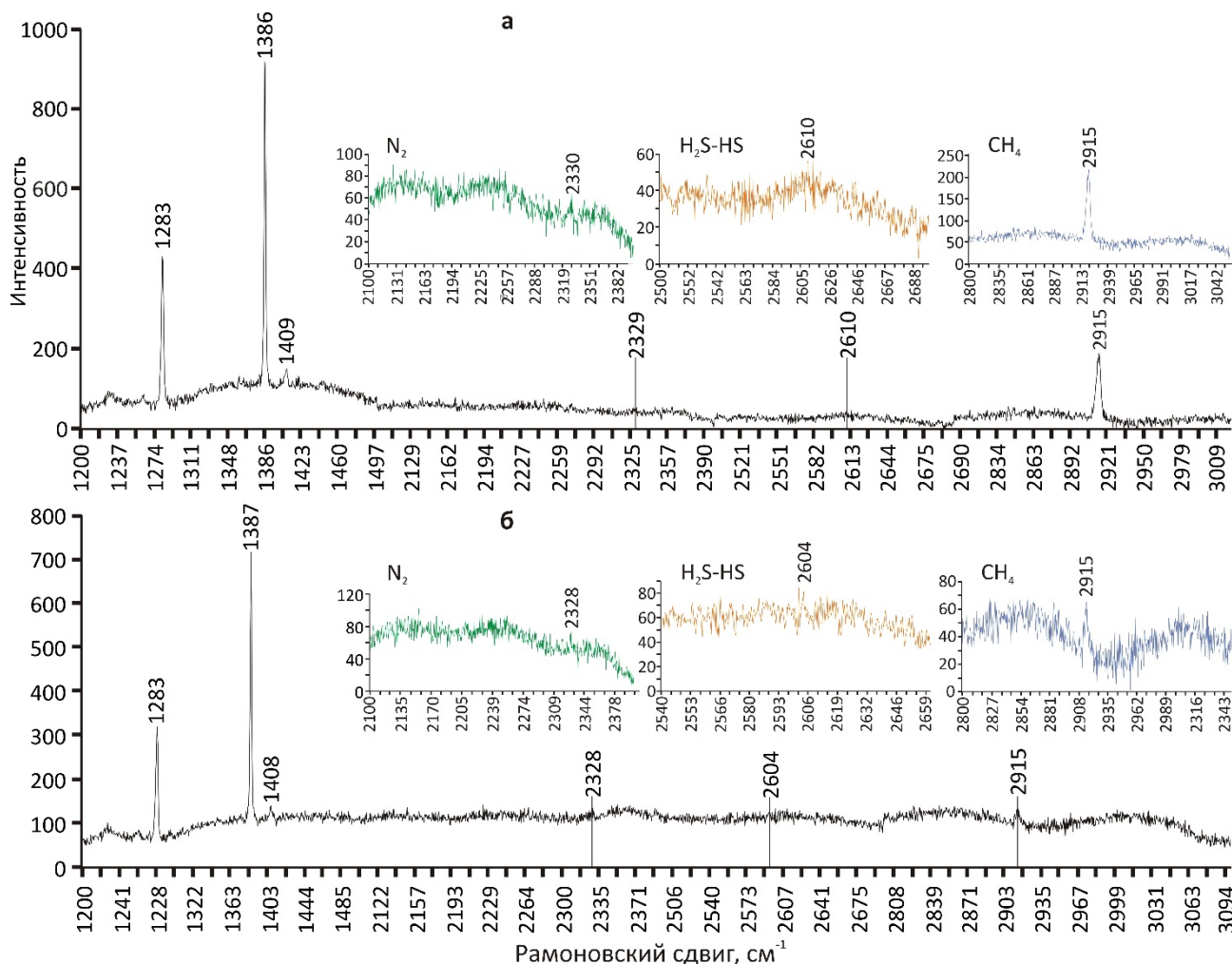


Рисунок 2. Рамановские спектры газовой составляющей двухфазных (а) и трехфазных (б) флюидных включений в кварце.

Таким образом, образование кварцевых жил с молибденитом на Дрожиловском месторождении происходило при температурах 300–400 °С из слабосоленых растворов (2.8–9.8 мас. % NaCl-экв.), насыщенных углекислотой и метаном, преимущественно в хлоридно-натриевой системе.

Авторы выражают благодарность Е.В. Белогуб, К.А. Новоселову, Д.В. Гуревичу за предоставленные образцы и материалы, И.Н. Куприянову за оказанную помощь в работе на микроспектрометре и О.Ю. Плотинской за поддержку, полезные рекомендации и замечания при выполнении работы. Исследования выполнены при поддержке РФФИ № 19-05-00254.

Бекмагамбетов Б.И., Евлампьев А.Т., Шестак Г.И. Смирновское и Дрожиловское месторождения комплексных молибденовых руд Кустанайского Зауралья – новая минерально-сырьевая база редкометалльной промышленности Казахстана (Республика Казахстан) // Горно-геологический журнал. 2011. № 3–4 (27–28). С. 3–9.

Борисенко А.С. Изучение солевого состава растворов газовой-жидких включений в минералах методом криометрии // Геология и геофизика. 1977. № 8. С. 16–28.

Бычков А.Ю., Матвеева С.С. Термодинамическая модель формирования рудных тел вольфрамового жильно-грейзенового месторождения Акчатау. Геохимия. 2008. № 9. С. 934–954.

Белогуб Е.В., Новоселов К.А. Информационный отчет по вещественному составу руд Дрожиловского месторождения, 2006ф.

Заботина М.В., Паленова Е.Е., Юминов А.М. Условия образования грейзенов на Коклановском месторождении вольфрама и молибдена (Курганская область) // Минералогия. 2015. № 3. С. 36–44.

Краткая справка о содержании отчета «Предварительная геолого-экономическая оценка Дрожиловского редкометалльного месторождения по результатам поисково-оценочных работ для условий открытой отработки» // Ланочкин С., Данилов В. Алматы, Костанай, 2005.

Метасоматизм и метасоматические породы / Жариков В. А., Русинов В. Л., Марабушев А. А. и др. М.: Научный мир. 1998. 492 с.

Реддер Э. Флюидные включения в минералах: в 2-х т. Т. 1. Пер. с англ. М.: Мир. 1987. 560 с.

Симонов В.А. Условия минералообразования в негранитных пегматитах. Новосибирск: Наука, 1981. 168 с.

Справочник химика. Т.1. М.: Госхимиздат. 1963. 356 с.

Ступак Д.Ф. Геологическое строение и условия формирования Шумиловского вольфрамового месторождения (Забайкалье, Россия). Автореферат диссертации на соискание ученой степени кандидата геолого-минералогических наук, 2010. Москва.

Burke E.A. Raman microspectrometry of fluid inclusions. *Lithos*, 55. 2001. P. 139-158.

Potter II, R.W. Pressure correction for fluid inclusions homogenization temperatures based on the volumetric properties of the system NaCl-H₂O. *Journal of Research of the U.S. Geological Survey* 1977. 5. P. 603-607.

Wilkinson J.J. Fluid inclusions in hydrothermal ore deposits // *Lithos*. 2001. Vol. 55. P. 229–272.

Генетический и геолого-промышленный тип Ховуаксинского кобальтового месторождения (Тува, Южная Сибирь)

Рыбин И.В.¹

¹ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону rybin@ssc-ras.ru

Ховуаксинское арсенидно-никель-кобальтовое месторождение (Хову-Аксы) открыто в республике Тува (Россия) в 1947 году геологами В.А. Унксовым и А.А. Богомоллом. Разрабатывается с 1970 года. Основные компоненты: кобальт, никель и медь. Месторождение находится неподалеку от глубинного Кузыл-Убсунурского разлома, прослеживаемого в северо-восточном направлении по границе двух крупных структур – Восточно-Таннуольского антиклинория и Западно-Таннуольского синклинория (Тувинского межгорного прогиба). На юго-востоке с зоной глубинного Кузыл-Убсунурского разлома сопряжены два крупных разлома: Унгешский и Чумуртукский. Примыкающая к району месторождения краевая часть Восточно-Таннуольского антиклинория сложена осадочно-вулканогенными породами нижнего кембрия, смятыми в складки и прорванными интрузиями таннуольского плагиогранитного комплекса (См₂ - См₃). Более ранние (См₂) ультраосновные интрузии актовракского комплекса связаны с зонами глубинных разломов. Ближайшие выходы этих пород расположены среди нижнекембрийских отложений области сочленения Восточно-Таннуольского антиклинория с докембрийским Сангиленским массивом. В нижнекембрийских отложениях района месторождения преобладают диабазовые, андезитовые и более кислые разности вулканогенных пород серглигской свиты (алданский ярус). В юго-западной части, отделённой от месторождения Унгешским разломом, обнаруживаются крупные блоки доломитов и известняков ирбитейской свиты (ленский ярус). Породы салаирской складчатой системы Восточно-Таннуольского антиклинория образуют нижний структурный этаж района. После перерыва в локальных прогибах северного крыла Восточно-Таннуольского антиклинория были отложены терригенно-карбонатные осадки силура, а вслед за ними осадочно-вулканогенные породы нижнего девона, вместе образующие средний структурный этаж района. Тектоническая деятельность, начавшаяся в конце силура и давшая доступ мощным излияниям нижнедевонского времени, была особенно интенсивной в течение эйфельского века, на который падает перерыв в осадконакоплении. Она завершилась крупными субвулканическими интрузиями и внедрением многочисленных даек преобладающего основного состава. Сформированная структура в живетское и более позднее время (D₃, C₁₋₃, J₂) была перекрыта терригенными континентальными отложениями Тувинского межгорного прогиба (верхний структурный этаж района). Эти отложения собраны в складки, северо-восточного или поперечного простирания, отражающие движения блоков среднего и нижнего этажа в мезозойское время. Проявления магматической деятельности в породах верхнего структурного этажа не установлены. Значительная часть района по крупным впадинам перекрыта мощными третичными и четвертичными отложениями.

Структура рудного поля определяется развитием сложной системы складчатых и разрывных нарушений. Силурийские и нижнедевонские породы слагают западное и северное крылья антиклинальной асимметричной складки северо-западного простирания. Западное крыло с падением к западу под углом в среднем 30° разбито на ряд ступенчато перемещенных блоков. На северном крыле, после изгиба слоёв в осевой части складки, падение изменяется на северное под углами от 40-50 до 60-80° с переходом в запрокинутое на юг (до 60-85°) там, где северное крыло косо врежется крупным надвигом. Разрывные нарушения по характеру и времени заложения условно подразделяются на трещины трёх порядков. К трещинам первого порядка относятся нарушения, ограничивающие площадь рудного поля и разделяющие его на крупные тектонические блоки. К разрывным нарушениям второго порядка относятся менее крупные трещины того же преобладающего северо-западного или меридионального простирания внутри двух главных тектонических блоков рудного поля. Трещины третьего порядка немногочисленны. Сопряженные с нарушениями второго порядка, они обычно безамплитудны и развиты

преимущественно среди скарнированных пород силурийской толщи. Наиболее ранними, заложеными еще на границе силура и нижнего девона, являются разломы первого порядка. Они возникли при глыбовых движениях Салаирской складчатой системы и предшествовали мощной вулканической деятельности нижнего девона. Позднее те же разломы послужили каналами для внедрения пластовых субвулканических интрузий и сопровождавших их даек. Предрудные диабазовые дайки, широко распространённые в южной части рудного поля, связаны с разломами Унгешской зоны. Складчатые и разрывные деформации в пределах рудного поля проявились в обстановке сжатия с юго-запада на северо-восток. В результате образовалась открытая к юго-востоку антиклинальная складка и одновременно - сопряженная система сколовых нарушений северо-западного и меридионального направлений. В связи с вновь возникавшими напряжениями разрывные нарушения неоднократно подновлялись.

Интрузивные породы рудного поля различаются по составу, форме залегания и времени внедрения. Граниты, расположены в юго-восточной части рудного поля среди вулканогенных пород нижнего кембрия. Граниты не проникают в породы силура. Подстилая их, они вместе с нижнекембрийскими эффузивами полого погружаются к западу. Отсутствует пространственная связь между гранитами и интенсивностью в развитии процессов метасоматоза. Отмечаются случаи их скарнирования и других преобразований, включая проявления наиболее поздних процессов рудной минерализации.

Дайки трахитовых порфиров тесно связаны с крупными меридиональными нарушениями в северо-западной части рудного поля. Они представляют собой жерловую фацию покровов трахитовых порфиров, широко развитых вблизи этих нарушений. Пластовые субвулканические залежи основного и среднего состава характерны для всей нижнедевонской толщи. По составу преобладают породы основного состава (диабазы, габбро-диабазы, диабазовые порфириты); менее распространены андезитовые порфириты. Дайки основного состава (диабазы и диабазовые порфириты) обнаружены во всех породах рудного поля - от кембрийских эффузивов и гранитов до пластовых субвулканических залежей, но наиболее широко распространены среди метасоматических пород его южной части. По времени образования подразделяются на более ранние доскарновые и поздние послескарновые, предшествовавшие процессу рудной минерализации. Дайки кварцевых порфиров встречаются значительно реже. Одна из наиболее крупных даек сечет южный выход гранитов; две других залегают среди нижнедевонских пород в северной части рудного поля.

Рудовмещающие силурийские отложения, занимающие восточную половину рудного поля, подверглись метасоматическим преобразованиям. Известняки замещены гранатовыми и пироксен-гранатовыми скарнами, а известковистые песчаники и алевролиты - гранат-пироксен-скаполитовыми и пироксен-скаполитовыми скарнами. В подчиненном количестве среди скарнов присутствуют магнетит, апатит, эпидот, амфиболы. Характерна пластообразная форма скарнов, подчиненная изменениям в составе первичных осадочных пород. Наблюдается увеличение интенсивности скарнирования пород южной части рудного поля, особенно на участке вблизи сопряжения Западного и Юго-Западного разломов. По направлению к северу интенсивность скарнирования силурийских отложений в средней части рудного поля убывает, но на крайнем севере возрастает. Послескарновые процессы характеризуются гистерогенными изменениями ранее выделившихся минералов и широко проявленными процессами щелочного метасоматоза, захватившего не только скарны, но и не подвергшиеся скарнированию песчаники и алевролиты силурийских пород. Ранняя стадия изменения скарнов характеризуется развитием пироксена, гранатов, апатита поздних генераций и хлоргастингсита («дашкесанит»), содержащего 2-3% хлора при незначительных примесях фтора. Присутствует датолит и флюорит. При воздействии щелочных растворов, скарны (скаполитсодержащие) преобразуются в пренит-полевошпатовую породу с ортоклазом и альбитом, а цемент нескарнированных песчаников и алевролитов замещается кварцем и ортоклазом с небольшими количествами сфена, турмалина и апатита (Рудашевский, 1971). Завершающая стадия послескарнового процесса представлена редко встречающимся кобальтином, более распространенным кобальт- и никельсодержащим пиритом,

халькопиритом, небольшими количествами теннантита, сфалерита, галенита в ассоциации с кальцитом, хлоритом и кварцем.

Арсенидное никель-кобальтовое оруденение наложено на все более ранние метасоматиты рудного поля. Оно связано с последним этапом развития трещинной структуры, заключавшимся в подновлении и приоткрытии системы разрывных нарушений и одновременно в возникновении новых трещин оперения со сбросовыми смещениями скарнов и сопровождающих их метасоматитов. Между формированием метасоматитов и арсенидным оруденением внедрялись диабазовые дайки, распространенные в южной части рудного поля вблизи крупных разломов. Рудопроявлению предшествовала карбонатизация по подновленным и вновь возникшим нарушениям. Последовавшее за карбонатизацией отложение арсенидов приурочено к горизонтам скарнов. Лишь частично арсенидное оруденение проникает в верхние горизонты силурийских отложений. Ещё реже оно обнаруживается в конгломератах, песчаниках, алевролитах силура, в гранитах и в нижнедевонских отложениях. Избирательная приуроченность арсенидов к скарнированным горизонтам (переслаивание скарнов и алевролитов) и с силура определяет наличие оруденения, скрытого под налегающими на них породами. Это установлено для западной полосы переслаивания алевролитов и песчаников между выходами рудных жил на поверхности и Западным разломом. Две крупные рудные жилы скрытого оруденения обнаружены в меридиональных разломах южной части восточного блока. Одна из скрытых рудных жил обнаружена в северо-западной части рудного поля.

Минеральный состав рудных жил, занимающих центральные части метасоматических трещинных зон, представлен арсенидами кобальта, никеля и железа в ассоциации с кальцитом, доломитом, реже анкеритом. К периферии в составе околожильных метасоматитов, наряду с карбонатами, наблюдается появление хлорита, кварца, рассеянных сульфидов и арсенидов, железистого талька, каолинита и гидромусковита (Рудашевский, 1976). Имеются также реликтовые минералы скарнов. Среди арсенидов, слагающих рудные жилы, наиболее распространен неоднородный зональный шмальтин-хлоантит со значительными колебаниями отношения $Co:Ni$ (от 4:1 до 1:4). Кроме крупнокристаллических зёрен и кристаллов, шмальтин-хлоантит наблюдается также в тончайших зёрнах среди почковидных агрегатов арсенидов смешанного состава. Скуттерудит, обычно сопровождающий шмальтин-хлоантит, входит в состав его зон, часто располагающихся по периферии крупных зёрен и кристаллов, нарастает на них или обнаруживается в секущих прожилках. Вне шмальтин-хлоантита скуттерудит самостоятельных выделений не образует. Второй по распространенности рудный минерал саффорит с резко подчинёнными примесями никеля (до отношения $Co:Ni$ равного 30:1) наблюдается в крупно- и среднезернистых пластинчатых или радиально-лучистых агрегатах. В его составе присутствует висмут и сурьма. Железистый аналог саффорита - лёллинит принадлежит к числу мало распространенных минералов. Собственно никелевые арсениды - никелин и раммельсбергит чаще обнаруживаются в рудных жилах Северного участка, хотя характерные для них слабо дифференцированные почковидные агрегаты входят в состав руд всех участков. Обособленные линзы этих минералов сравнительно редки. Примеси кобальта и железа в составе никелина и раммельсбергита соответствуют 0,5-1% и 1-2%, содержание висмута достигает 1-1,5% и сурьмы 0,7-1,2%. Одна из особенностей минерального состава руд - слабое развитие сульфоарсенидов кобальта, никеля и железа (кобальтина, герсдорфита, глаукодота, арсениопирита). В качестве поздних образований в составе арсенидных руд месторождения обнаруживается ассоциация минералов, содержащая теннантит, халькопирит, борнит, реже сфалерит и галенит в сопровождении кальцита, небольших количеств кварца и барита. Появление этой ассоциации характерно для некоторых рудных жил Северного участка, мелких рудопроявлений среди нижнедевонских пород и гранитов Южного участка. При химическом и микроскопическом изучении мышьяковых блеклых руд устанавливаются примеси кобальта и никеля в форме тонкой вкрапленности герсдорфита. Типы руд определяются количественными соотношениями главных рудных минералов, среди которых преобладает переменный по составу шмальтин-хлоантит. В ассоциации с ним распространён или железо-кобальтовый саффорит или существенно никелевые арсениды - никелин и раммельсбергит. Небольшие примеси

скуттерудита наблюдаются совместно со шмальтин-хлоантитом. Столь же мало распространён лёллингит как компонент зональных агрегатов сафлорита или как составная часть поздних перекристаллизованных арсенидов.

Рудные тела месторождения представляют собой трещинные жилы, связанные с системой разрывных нарушений всех трёх порядков. Существенная роль принадлежит рудовмещающим трещинам второго порядка; в них заключено 70% запасов. Менее значительна роль крупных нарушений первого порядка (28%), из которых только часть является рудовмещающим. На долю небольших крутопадающих и безамплитудных трещин третьего порядка падает всего 2% запасов. В наиболее изученном восточном блоке рудного поля, сложенном силурийскими отложениями, выделяются два участка максимальных тектонических напряжений с развитыми в них пучками рудоносных трещин: Южный, ограниченный Юго-Западным, Западным и Восточным разломами, и Северный - висячем боку Северного надвига. Между ними располагаются менее значительные Средний и Промежуточный участки. Параметры рудных жил на этих участках зависят от соотношения элементов залегания рудоносных трещин и вмещающих оруденение скарированных горизонтов силура. На Южном участке при совпадении простирания большинства разломов и вмещающих пород, но при различном их падении (близком к вертикальному у разломов и пологом у вмещающих пород), наблюдается выдержанный их характер по простиранию и ограниченный по падению (в 2-6 раз). На Северном участке разломы расположены вкрест простирания пород, круто падающих на север. Поэтому рудные тела в скарированных горизонтах силура имеют небольшую длину по простиранию и более развиты по падению. На Среднем участке, где происходит изменение простирания силурийских пород с меридионального на широтное, характерны значительные колебания размеров жил по простиранию и падению. Кроме более или менее протяженных жил характерны кулисно залегающие серии линз с переходом к маломощным прожилкам и к вкрапленности. В сопровождающих оруденение метасоматических оторочках количество арсенидов резко сокращается. Распространены также метасоматические жильные зоны с преобладанием карбонатов, содержащие бедную вкрапленность арсенидов и сульфидов. Появление концентрированных форм оруденения с образованием раздувов жил, рудных колонн и столбов обычно для участков сопряжения трещин разных порядков, их разветвлений, изменений в простирании и локальных изгибов стенок трещин. В строении рудных тел нередко обнаруживаются зональнополосчатые и более редкие брекчиевидные текстуры, однако случаи пересечения жил различного минерального состава не наблюдались. Послерудные нарушения со смещением рудных жил обычно незначительны.

Рудашевский Н.С., Сидоров А.Ф. Зональность пиритов, содержащих никель и кобальт // Доклады Академии наук СССР. 1971. Т. 201. № 2. С. 443-446.

Рудашевский Н.С. О природе зональности минералов – арсенидов, арсенид-сульфидов и сульфидов железа, никеля и кобальта // Доклады Академии наук СССР. 1976. Т. 238. С. 156-199.

Геологическая характеристика и золотоносность Хоторчанского рудного поля (Хабаровский край)

Рыбин И.В.¹

¹ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону rybin@ssc-ras.ru

Рассматриваемая территория по административному делению входит в состав Охотского района Хабаровского края РФ. Хоторчанское рудное поле расположено на приводораздельной части истоков рек Хоторчан, Гырбыкан и Американ в 180 км к юго-западу от Хаканджинского месторождения и в 200 км на северо-запад от п. Охотск.

Хоторчанское рудное поле расположено на водораздельном пространстве верховьев рек Хоторчан и Гырбыкан, занимая площадь порядка 80 км². В пределах рудного поля по условиям размещения и геолого-структурным признакам выделены два участка – Хоторчан и Гырбыкан, в пределах которых сконцентрированы все выявленные предшественниками рудные тела и наиболее значимые рудоносные зоны. Хоторчанское рудное поле расположено на площади Хоторчанской вулканоструктуры и приурочено к области развития осложняющих её элементов – поднятия вследствие последующей инверсии (уч. Гырбыкан) и кальдероидной просадки (уч. Хоторчан). Площадь рудного поля сложена породами верхнемелового возраста амкинской, хетанинской, уракской свит и палеогеновыми плато-базальтами хакаринской свиты. Верхнемеловые покровные образования прорваны мелкими штокообразными телами диоритов, субвулканическими интрузиями и дайками риолитов, дацитов, андезитов. Размещение их подчинено дуговым концентрическим разломам, что подчёркивает изометрично-овальную форму локальной вулканотектонической постройки, образовавшейся на стыке субмеридиональных и северо-западных разломов сферы влияния Кетандинской и Хоторчан-Селемджинской дизъюнктивных структур.

Работами предшественников в пределах Хоторчанского рудного поля установлено 14 золотоносных жильно-прожилковых и метасоматических зон, в двух из которых (зоны Хоторчанская и Верхняя) выявлены рудные тела промышленно-значимых концентраций золота.

Участок расположен в верховьях одноимённой реки, занимая площадь около 40 км². В структурном отношении площадь его приурочена к кальдероидной просадке, расположенной в переходной зоне между валлообразным поднятием уч. Гырбыкан и куполовидной положительной структурой истоков р. Хоторчан. Площадь участка рассечена серией субмеридиональных и субширотных разрывных нарушений, создающих её мозаично-блоковый характер рисунка.

Наиболее древние породы участка – покровные образования амкинской свиты, обнажаются в северо-восточной его части, в ядре куполовидного поднятия. Свита сложена риодацитами и их туфами. Последние слагают ядро поднятия, а риодациты залегают в виде горизонтов, обрамляющих ядерную часть локальной вулканоструктуры.

Хетанинская свита представлена преимущественно туфами андезитов с горизонтами порфировых андезитов, образующими на западе участка обширные поля. Туфы обычно агломератовой размерности обломков, кристалло-литокластические, содержат большое количество (до 40%) обломков андезитов, мелких частиц и обломков дацитов, кристаллов минералов. Цемент туфов пепловый, девитрифицированный. Андезиты порфировой структуры биотитовые, микропористые, залегают на севере и западе участка в толще туфов в виде горизонтов (пластов) мощностью до 80-120 м. В экзоконтакте рудоносных зон андезиты интенсивно пропилитизированы, окремнены и пиритизированы, в околожильном пространстве – превращены в пиритизированные карбонат-хлоритовые пропилиты с интенсивной кварц-карбонатной прожилковой минерализацией.

Уракская свита сложена горизонтами дацитов, их игнимбритов, андезидацитов и туфов кислого состава. В низах разреза уракской свиты преобладают туфы. Дациты и игнимбриты залегают в толще туфов в виде горизонтов мощностью до 50-60 м. Суммарная мощность

отложений свиты в пределах площади участка оценивается по эрозионному срезу в 150 м. Верхняя часть свиты сложена горизонтами мощностью до 30-40 м. андезидацитов и дацитов.

Фрагменты покрова андезибазальтов, базальтов и пироксеновых андезитов хакаринской свиты палеогена закартированы на севере, востоке, и юго-востоке площади участка. Они занимают главенствующие высоты водораздельной части рельефа, образуя уступчатые формы в результате препарирования слоёв различных по составу пород в процессе денудации. Это связано, очевидно, с «молодым», палеогеновым возрастом формирования пород хакаринской свиты, которые практически не изменены и образуют относительно жёсткий покров на меловых образованиях, что обеспечивает хорошую сохранность слоев на участках наименьшего растрескивания.

Верхнемеловые покровные образования участка прорваны мелкими штокообразными субвулканическими интрузиями и дайками риолитов, риодацитов, базальтов, долеритов и андезитов позднемелового и палеогенового возраста. Размещение их подчинено направлениям основных магмоконтролирующих разломных зон – субмеридиональной Кетандинской и северо-восточной Хоторчан-Селемджинской. Генеральное направление даек согласуется с пространственным положением этих дизъюнктивных структур.

Работами предшественников установлена серия зон перспективных на золотое оруденение. Наиболее изученная из них – зона Хоторчанская (Геология СССР, 1966).

Расположена зона на правобережье руч. Золотого, левого притока истоков р. Хоторчан, прослеживаясь с перерывом на расстояние до 2 км. По положению в пространстве в её составе условно выделены два участка – юго-восточный и северо-западный фланги.

Юго-восточный фланг зоны на протяжении 600 м изучен проходкой канав и бурением колонковых скважин по сети через 80-40 м, со сгущением на отдельных отрезках сети канав до 20 м. В данной части зона слабо наклонного ($5-50^\circ$ при среднем $20-25^\circ$) залегания с падением на северо-восток. Залегание северо-западного фланга зоны возрастает до $70-80^\circ$ с падением в этом же направлении. Морфология зоны весьма сложная. Представлена она сложно построенным жильно-прожилковым телом, залегающим в интенсивно пропилитизированных и пиритизированных андезитах, туфах андезитов хетанинской свиты (юго-восточный фланг) и в аргиллизированных дацитах, туфах кислого состава уракской свиты (центральная часть и северо-западный фланг). Пропилитизированные и аргиллизированные породы, включающие зону, характеризуются прожилковой кварцевой и кварц-карбонатной минерализацией, интенсивность которой повышается в околожильном пространстве наиболее мощных жильных тел с образованием брекчий метасоматитов на кварц-карбонатном цементе. Мощность зоны метасоматитов с прожилковой минерализацией составляет от 50 до 250 м, при этом наибольшие мощности характерны для отрезков зоны, залегающих в породах уракской свиты (северо-западный фланг). Наименьшие мощности зоны при наибольшей концентрации прожилковой минерализации и жильных тел отмечаются при залегании её в породах хетанинской свиты. Такая же закономерность наблюдается и для концентрации золоторудной минерализации.

Продуктивными в пределах зоны являются наиболее мощные кварц-карбонатные жилы, составляющие основу жильно-прожилковых зон, которые установлены в пропилитах по андезитах хетанинской свиты на её юго-восточном фланге. Жильно-прожилковые образования здесь представляют собой сложно построенные зоны, состоящие из пологозалегающих, ветвящихся жил кварц-карбонатного состава, сопровождаемые такими же ветвящимися прожилками кварцевого, кварц-карбонатного состава. Кварц-карбонатные жилы сложной морфологии, с постоянными раздувами и пережимами на коротких отрезках, переходами жильных тел в прожилковые зоны и обратно. Последнее характерно для туфовой вмещающей среды, в которой мощных жильных тел не установлено. Жилы, переходящие по простиранию из лавовой вмещающей среды (из андезитов) в туфы андезитов, резко расщепляются на серию ветвящихся прожилков различной мощности. При этом понижается интенсивность гидротермальной проработки вмещающих пород и происходит расширение ореола метасоматических изменений при общей более слабой степени их проявления.

Мощность кварц-карбонатных жил колеблется от 0,3-0,5 до 4,5 м и прослеживаются они на детально изученном отрезке юго-восточного фланга зоны Хоторчанской на всём его протяжении. Основу жильных тел составляют кварц и кальцит двух и более генераций. В резко подчинённом количестве присутствует адуляр, эпизодически отмечается флюорит. Характерна пиритизация жильной массы в виде рассеянной вкрапленности кристаллов, коротких, тонких просечек, мелкокристаллической сыпи и плёнок на стенках трещин, что может указывать на несколько генераций пирита при формировании жильных тел.

На юго-восточном фланге зоны Хоторчанской предшественниками выделено три рудных тела.

Рудное тело 1 установлено на поверхности пересечением его 4 канавами по сети через 20 м. Локализовано оно в контурах жильного тела, изредка выходит своими границами за его контакты, в прожилковую часть зоны. Простирается рудное тело северо-западное, по азимуту в среднем 290° залегание пологое под углом от 5° до 50° с падением к северо-востоку. Изменение угла залегания рудного тела в сторону его увеличения наблюдается в направлении от восточной к западной частям. Внутреннее строение рудного тела относительно однородное. Оно практически на полную мощность сложено сплошным жильным материалом кварц-карбонатного состава, участками с подчиненным количеством адуляра. Границы рудного тела на поверхности проведены по данным опробования. В восточном направлении жила, в котором оно локализовано, срезается субвулканической интрузией базальтов, проявляясь за восточным её контактом

(канавы-53) на небольшом отрезке. Протяжённость рудного тела 80 м, мощность его на поверхности колеблется в пределах от 1,3 до 6,3 м при средней 4,0 м.

Рудное тело 2 локализовано в южном апофизе основного жильного тела зоны Хоторчанской. Оруденение здесь установлено в контуре жильного тела (в апофизе), незначительно распространяясь во вмещающие породы всяческого контакта жилы, охватывая при этом ореол прожилково-сетчатого окварцевания в районе канавы – 55. С поверхности рудное тело установлено по трем пересечениям канавами – 310, 55 и 508, пройденными по сети через 20 м. Простирается оно широтное, субширотное, падение на север под углом 30° . Морфология рудного тела простая, соответствует пологозалегающей жиле адуляр-кварц-карбонатного состава, в котором оно локализовано. Протяжённость рудного тела 60 м, мощность его на поверхности изменяется от 1,1 до 3,4 м при средней 1,8 м.

Рудное тело 3 практически является восточным продолжением рудного тела 1. Разграничение их произошло в результате внедрения линейного субвулканического тела палеогенового возраста между канавами 53 и 52. На поверхности рудное тело вскрыто пятью выработками по сети через 15-45 м и локализовано между канавами 69 и 61. Протяжённость его 140 м, средняя мощность 1,6 м, состав аналогичен рудному телу 1.

Северо-западный фланг зоны Хоторчанской изучен слабо. Здесь пройдены по редкой сети через 360-400 м и одиночные магистральные каналы, в которых установлены два рудных сечения с содержанием золота 6,4 и 44,0 г/т при мощности соответственно 1,4 и 1,0 м. Кроме того, на этом фланге имеются отрезки зоны, несущие по данным штучного опробования значимую золоторудную минерализацию (до 20 г/т), не вскрытые в коренном залегании. Оценка глубоких горизонтов северо-западного фланга Хоторчанской зоны поисковым колонковым бурением ранее не проводилась.

Зона Разломная представляет собой минерализованную зону дробления, являющаяся северным ограничителем Хоторчанской кальдероидной просадки. Зона под крутым углом (до 80° с падением на север) залегает в покровных образованиях (дациты, андезидациты, туфы кислого состава) уракской свиты. Её протяжённость 1,5 км. На всём протяжении она представляет собой зону милонитизации, дробления с фрагментарным развитием вдоль контактов кварцевых, кварц-карбонатных, кварц-цеолитовых прожилков и маломощных жил.

Зона вскрыта на протяжении около 1,0 км шестью канавами по сети через 240-80 м. Средняя её мощность 2,3 м. Она сопровождается широким (до 100 м) ореолом слабой

аргиллизации и карбонатизации пород с прожилковой кварцевой, карбонат-кварц-цеолитовой минерализацией.

На восточном фланге зоны штучным опробованием свалов кварц-карбонатного состава установлено содержание золота до 22,4 г/т. Здесь же в канаве установлено рудное пересечение с содержанием золота 12,8 г/т при мощности интервала 2,0 м.

Широкое развитие цеолитовой минерализации, являющейся индикатором верхнерудной подзоны продуктивной адуляр-кварцевой стадии рудоотложения и выявление промышленных концентраций золота в кварц-карбонатных породах штучным опробованием и горной выработкой, позволяют сделать предположение о возможном нахождении промышленно-значимого оруденения на более глубоких горизонтах зоны, на участке её контакта с отложениями хетанинской свиты, которые являются благоприятной литологической средой для золоторудных объектов района.

Зона Верхне-Хоторчанская расположена в истоках р. Хоторчан в 1,5 км. к северо-востоку от зоны Хоторчанской. Зона северо-западного простирания, протяжённостью 1 км, мощностью 80-140 м. Сложена она кварц-гидрослюдистыми метасоматитами с прожилковой кварцевой минерализацией. Залегает в породах кислого состава амкинской свиты. В ручье, дренирующем зону, установлен шлиховой поток золота знаковых (до 20-30) концентраций.

Зона Хвойная северо-восточного простирания, расположена на левобережье р. Хоторчан и состоит из юго-западной и северо-восточной частей, смещённых по разрывному нарушению по отношению друг к другу на 250-280 м. Простирание зоны северо-восточное, протяжённостью около 2 км, мощностью прожилково-метасоматической её части 25-30 м. В пределах зоны пройдено 10 канав (8 - на юго-западном фланге и 2 - на северо-восточном) по сети через 240-80 м. В эрозионном срезе она прослежена на глубину 160 м. Проходкой канав на юго-западном фланге устанавливается увеличение мощности жил, составляющих продуктивную часть зоны, от 0,4 м на водоразделе до 1,3 м у подножья склона. В этом же направлении наблюдается расщепление жил на 2-3 ветви мощностью от 0,5 до 1,5 м. Штучным опробованием развалов кварц-карбонатных жил установлены содержания золота в них до 14,0 г/т, серебра – до 136,0 г/т. По данным бороздового опробования канав содержание золота не превышало 1,0 г/т.

Зона Базовая расположена на правобережье верховьев р. Хоторчан, напротив устья руч. Золотого. Простирание зоны северо-восточное, протяжённостью 1,7 км, мощностью прожилково-метасоматической части её до 30 м. В составе зоны отмечаются жилы кварц-карбонатного состава мощностью до 0,7 м при протяжённости до первых сотен метров. Залегание жил крутое, с падением под углом 70-75° к северо-западу.

Зона изучена редкой сетью канав через 320-440 м, со сгущением в центральной части до 160 м, частично до 80 м. Содержание золота в кварц-карбонатных жилах по данным опробования канав до 21,5 г/т при мощности жилы 0,7 м.

Зона Отрожная расположена в южной части площади участка, на водоразделе ручьев Хвойного и Кривого, в 800 м севернее зоны Верхней. Зона сложной морфологии, по составу – прожилково-метасоматическая. Простирание её субширотное, протяжённостью около 600 м, мощностью в среднем 80 м. Предшественники канавами зону не вскрывали. По данным штучного опробования содержание золота не превышает 6,2 г/т.

Зона Малютка расположена в 400 м к северо-востоку от зоны Отрожной. Простирание её северо-восточное, протяжённостью 400 м при мощности в среднем 40 м. Сложена зона кварц-гидрослюдистыми метасоматитами, несущими в себе прожилковую минерализацию кварцевого, кварц-карбонатного состава. По данным штучного опробования содержание золота в зоне не превышает 0,8 г/т (Геология СССР, 1966).

Геология СССР. Т. XIX: Хабаровский край и Амурская область, Ч.1: Геологическое описание. / Москва: «Недра». 1966. 736 с.

Минералогические особенности золотого оруденения Бахмальской площади (Республика Узбекистан)

Рыбин И.В.¹

¹ФИЦ ЮНЦ РАН, г. Ростов-на-Дону rybin@ssc-ras.ru

История металлургии в Узбекистане уходит своими корнями в глубокую древность, о чем свидетельствуют находки форм для отливки предметов из бронзы и кайла, использовавшиеся в горном деле. На разработку россыпного золота в бассейне реки Чирчик во II и начале I тысячелетия до н.э. указывают обнаружения различных предметов из бронзы в переотложенных речных отложениях.

С начала VIII века известия о россыпном золоте и его добыче «в стране, лежавшей при реке Аму» и верховьях Чирчика начинают доходить до России. Они были учтены при составлении проекта хивинского похода 1714–1717 гг., однако постепенно стали поступать более подробные указания на наличие месторождений драгоценных металлов в горах Шейх-джели (Шеджели), Султан-Уиздаг и других районах Узбекистана. Спустя несколько десятков лет, после присоединения Средней Азии к России в XIX веке были сделаны попытки к освоению недр со стороны отдельных компаний и предпринимателей.

Быстрое развитие во времена СССР горно-металлургической отрасли привело к открытию в Узбекистане крупных месторождений. В 1958 г. геологи Кызылкумской партии Самаркандской экспедиции Н. Мордвинцев и П. Храмышкин открывают уникальное по своим масштабам месторождение золота — Мурунтау. В этом же году был основан Навоийский горно-металлургический комбинат, который на долгое время занял место одного из ведущих по объемам производства золота предприятий мира. Первый слиток золота из руд месторождения Мурунтау был получен в 1969 г. на Зарафшанском золотоизвлекательном заводе (Геология СССР, 1972₂). К концу 1980-х годов Узбекистан давал почти 50% золота, добываемого в Советском Союзе. Запасы золота на Мурунтау, по некоторым оценкам, могут достигать 4 тыс. тонн.

Хотелось бы остановить своё внимание на Бахмальском участке. В административном отношении площадь работ входит в состав Джизакского, Галляаральского и Бахмальского районов Джизакской области Республики Узбекистан и располагается на центральном склоне Туркестан-Алайского хребта в бассейне реки Санзар (рис. 1).

Бахмальский участок – это зона сульфидной вкрапленности с тонкодисперсным золотом, золото-сульфидной и кварц-золото-сульфидной формации (Геология СССР, 1972₁).

Золоторудные объекты на данной территории известны с середины прошлого века, но до настоящего времени остаются проблемными: минеральный и формационный тип оруденения, стадийность, многие генетические вопросы.

При проведении поисков золота на Бахмальской площади были отобраны и подготовлены типовые образцы руд и вмещающих пород для проведения специализированных минералогических исследований.

Цель исследования: определить минеральный тип золотого оруденения Бахмальской площади.

С этой целью решались следующие задачи

- Изучить геологические особенности минерализованных зон Бахмальской площади.
- Определить состав рудных жил и рудоносных вмещающих пород.

Методы исследований включали:

- обзор и анализ литературных и фондовых данных,
- полевые исследования с отбором проб,
- лабораторные исследования.




 - площадь проектируемых работ

Рисунок 1. Географическое расположение Бахмальской площади.

Площадь исследований располагается в Бахмальском районе Джизакской области и локализована в западной части Мальгузарских гор, которые являются северо-западным отроком Туркестанского хребта (Геология СССР, 1972₁).

Исследованная площадь в структурном отношении принадлежит к Зарафшано-Туркестанской структурно-формационной зоне, которая является частью обширной складчато-надвиговой системы Южного Тянь-Шаня.

Тектоническое строение площади определяется наличием региональных разломов первого порядка (Ляйлягуинский взбросо-сдвиг и Курпинский взброс) (Геология СССР, 1972₂).

На территории Мальгузарских гор исследования проводятся, начиная с 60х годов. Проводилась геологическая съемка, она сопровождалась проведением общих поисков рудных и нерудных полезных ископаемых и была очень результативной в раскрытии перспектив золотоносности территории. Были выделены несколько минерализованных зон. Одной из такой является Ляйлягуинская рудная полоса, в пределах которой проводились полевые исследования. Золотую минерализацию, на данной территории раньше связывали с кварцевыми жилами, выделяя золото-кварц-сульфидный и золото-кварцевый минеральные типы (Геология СССР, 1972). Но, помимо этих типов, есть еще и золото-сульфидный тип, который раньше связывали с колчеданными месторождениями. Сейчас же с этим минеральным типом связаны крупные черносланцевые месторождения золота.

Во время полевых исследований были изучены горные выработки, которые пересекали известные золоторудные зоны. Отобраны типовые образцы с рудной минерализацией и керн скважин.

Крайне редко золото встречается в виде мельчайших золотин, не превышающих 10-20 микрон.

Формирование золотого оруденения на Бахмальской площади связывается с двумя этапами: гидротермальным и гипергенным. В пределах гидротермального этапа выделяется

несколько стадий: серицит-кварцевая метасоматическая, кварцевая, золото-сульфидно-кварцевая, полевошпат-кварцевая и карбонатная.

Основная часть рудных минералов отложена в золото-сульфидно-кварцевую стадию. Образования данной стадии фиксируются во всех рудных образованиях. Они представлены мелкозернистым серым и серовато-белым кварцем с вкрапленностью сульфидов.

В маломощных сульфидных кварцевых прожилках отмечается брекчирование пирита и цементация его новой порцией кварца с арсенопиритом и тонкодисперсным золотом.

Заканчивается гидротермальный этап отложением значительного количества карбонатов, в особенности сидерита.

Гипергенный этап характеризуется окислением сульфидов, выгоранием графита и углистого вещества и выносом карбонатов. В результате окисления сульфидов образуются гидроокислы железа. Происходит высвобождение золота из сульфидов. Часть золота отлагается в гидроокислах железа.

Помимо жильно-кварцевых образований к рудоносным относятся и вмещающие породы, которые представлены глинистыми сланцами черного цвета. Они распространены по всей территории изучаемой площади. Непосредственно в рудных зонах эти породы интенсивно ожелезнены. В их состав входит кварц, гидроокислы железа, представленные гидрогётитом, пиритом. По пириту проявляются псевдоморфозы гидроокислов железа.

На основании проведенных исследований можно сделать следующие выводы:

1. По минеральному типу можно выделить: золото-кварц-сульфидный и золото-сульфидный, причем последний ранее никто не выделял.

2. По геологическим особенностям изученная площадь очень схожа с черносланцевым геолого-промышленным типом (повышенная углеродистость терригенных образований, рудные зоны представлены не только жильным типом, но также и сульфидной вкрапленностью вмещающих пород).

3. Данное проявление может быть аналогом месторождения Мурунтау.

Геология СССР. Т. XXIII: Узбекская ССР, Кн.1: Геологическое описание. / Москва: «Недра». 1972₁. 720с.

Геология СССР. Т. XXIII: Узбекская ССР, Кн.2: Геологическое описание. / Москва: «Недра». 1972₂. 476с.

Научное электронное издание

Коллектив авторов

Новое в познании процессов рудообразования
Труды молодых учёных, посвящённые 90-летию ИГЕМ РАН

Утверждено к использованию Учёным советом ИГЕМ РАН: 16.12.2020

Гарнитура Times New Roman

Ответственный редактор И.А.Чижова



Подписано к использованию 16.12.2020 г.
Тираж 300 экз. Заказ № 20-2э.

Федеральное государственное бюджетное учреждение науки
Институт геологии рудных месторождений, петрографии, минералогии и геохимии
Российской академии наук
(ИГЕМ РАН)
119017, Москва,
Старомонетный пер., 35